



HAL
open science

Grandes ruptures de versants rocheux dans la vallée de Chamonix : origines et évolutions

Léa Courtial-Manent

► **To cite this version:**

Léa Courtial-Manent. Grandes ruptures de versants rocheux dans la vallée de Chamonix : origines et évolutions. Géographie. 2021. dumas-03358272

HAL Id: dumas-03358272

<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-03358272>

Submitted on 29 Sep 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

MASTER 2

Sciences Humaines et Sociales

Mention Géographie Aménagement Environnement Développement

Parcours GEOSPHERES :

GEOgraphies – eSPaces – Homme – Environnement – Ressources – Systèmes
En réseau

**GRANDES RUPTURES DE VERSANTS ROCHEUX DANS LA
VALLEE DE CHAMONIX : ORIGINES ET EVOLUTIONS**



Encadrants de stage : Jean-Louis Mugnier, Julien Carcaillet, Swann Zerathe

Mémoire soutenu le **7 septembre 2021**

Devant un jury composé de :

Tuteur pédagogique : Philippe SCHOENEICH

Examineur(s) : Jean-Louis MUGNIER

Sylvain BIGOT

COURTIAL-MANENT Léa

ANNEE 2020-2021

Résumé

Les déformations gravitaires profondes de versants, *deep-seated gravitational slope deformations* en anglais, ont des vitesses de déplacement lentes et une taille pouvant atteindre des pans entiers de versant. Elles sont accompagnées de morphostructures caractéristiques des déformations ayant lieu en surface et en profondeur. Une telle structure a été découverte dans le massif des Aiguilles Rouges surplombant la commune d'Argentière en Haute-Savoie (haute vallée de l'Arve). Longue de plusieurs kilomètres, elle se découpe en deux parties avec deux crevasses distinctes. Deux profils verticaux le long de l'escarpement sommital NE (onze échantillons) ont été réalisés afin de définir la chronologie (à la fois de l'ouverture et de son évolution) de la rupture de versant rocheux grâce à la mesure des concentrations en ^{10}Be (béryllium-10) des surfaces exposées aux rayons cosmiques. Des polis glaciaires traversés par la crevasse SO ont également été échantillonnés pour déterminer le timing du retrait glaciaire et paramétrer l'héritage de préexposition du ^{10}Be . Au total, vingt échantillons ont été prélevés dans la vallée et analysés. D'autres outils et méthodes ont permis d'arriver à une compréhension globale de la rupture de versant rocheux des Aiguilles Rouges. Nous avons montré que les âges d'exposition des morphologies glaciaires sont compris entre 13.9 ± 0.8 ka et 18.9 ± 0.6 ka. Pour les morphologies gravitaires, nous obtenons des âges plus jeunes compris entre 0.5 ± 0.1 et 2.1 ± 0.4 ka. Le décalage temporel entre le retrait glaciaire et l'ouverture de la crevasse met en avant un délai des effets de la décompression mécanique des versants mais n'exclue pas ce facteur comme étant en partie responsable de l'évènement. La proximité avec la faille active de la Rémuaz pourrait également avoir joué. Les âges récents des morphologies gravitaires sont en adéquation avec les vitesses de déplacement de quelques millimètres par an obtenues par série temporelle InSAR entre 2014 et 2018 et rappellent le risque que la structure représente pour les enjeux en aval.

Mots-clés : *Nucléides cosmogéniques, aléa gravitaire, décompression post-glaciaire, Holocène, Aiguilles Rouges*

Abstract

Deep-seated gravitational slope deformations have slow displacement rates and can reach the size of an entire slope section. They are combined with morphostructures typical of the ground deformations taking place at the surface and at depth. Such a structure has been discovered in the Aiguilles Rouges massif overlooking the town of Argentière in Haute-Savoie (upper Arve valley). We studied a pluri-kilometers long failure divided into two distinct rock crevasses. Two vertical profiles along the NE top scarps (11 samples) were carried out to define the chronology (both the initiation and evolution) of the slope failure using ^{10}Be (beryllium-10) surface exposure dating. Glacially polished surfaces cut by the SW gravitational scarps were also sampled to determine glacial retreat timing as well as to constrain the pre-exposure ^{10}Be inheritance. A total of twenty samples were collected in the valley and analyzed. Other tools and methods allowed us to reach a global understanding of the rock slope failure of the Aiguilles Rouges. We have shown that the exposure ages of the glacial morphologies are between 13.9 ± 0.8 ka et 18.9 ± 0.6 ka. For the gravitational morphologies, we obtain younger ages between 0.5 ± 0.1 et 2.1 ± 0.4 ka. The time lag between the glacial retreat and the opening of the crevasse indicates a delay in the effects of the glacial debuitressing but does not exclude this factor as being partly responsible for the event. The close proximity with the active fault of La Rémuaz could be another hypothesis for the initiation of the rock slope failure. Young ages of gravitational morphologies agree with the ground displacement rates of a few millimeters per year estimated by InSAR time series between 2014 and 2018 and are a reminder of the hazard the structure poses to the town downstream.

Keywords : *Cosmogenic nuclides, gravitational hazard, glacial debuitressing, Holocene, Aiguilles Rouges*

Table des matières

Résumé	2
Abstract	2
Sigles et acronymes	4
1. Introduction	5
1.1. Objectifs attendus du stage, commande initiale	5
1.2. Mise en contexte du sujet de recherche	5
1.3. Problématiques, hypothèses et méthodes utilisées	8
2. Etat de l'art et positionnement de la recherche.....	9
2.1. Présentation du terrain d'étude et de sa pertinence	9
2.2. L'englacement dans les Alpes au Quaternaire	11
2.3. Facteurs prédisposants à l'échelle de la vallée	16
2.4. Aléa gravitaire de la commune de Chamonix-Mont-Blanc.....	18
3. Démarche méthodologique.....	22
3.1. Approche géomorphologique	22
3.2. Datation par les nucléides cosmogéniques et utilisation du ¹⁰ Be	25
4. Résultats	28
4.1. Approche géomorphologique	29
4.2. Nucléides cosmogéniques	37
5. Discussion	48
5.1. Apports à la compréhension du retrait glaciaire.....	48
5.2. Apports à la compréhension des dynamiques gravitaires.....	50
5.3. Aspect aléa / risque.....	52
6. Conclusion et perspectives	53
Bibliographie	55
Table des figures	61
Table des tableaux	63
Table des annexes.....	63
ANNEXE 1 – Agrandissement de la carte des datations obtenues dans la haute vallée de l'Arve	64
ANNEXE 2a – Ouvertures de la crevasse NE. Partie sud (ii de la figure 17).	65
ANNEXE 2b – Ouverture de la crevasse NE. Partie nord (iii de la figure 17).....	66
ANNEXE 3 – Bloc éboulé en-dessous de la crevasse NE.	67

Sigles et acronymes

CEMAGREF : Centre d'Etude du Machinisme Agricole et du Génie Rural des Eaux et Forêts

CREp : Cosmic Ray Exposure program

DDAF : Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt

DSGSD : Deep-Seated Gravitational Slope Deformation

EDyTEM : Environnements Dynamiques et Territoires de Montagne

IGN : l'Institut national de l'information géographique et forestière

IGUL : Institut de Géographie de l'Université de Lausanne

INRAE : Institut National de la Recherche Agronomique

InSAR : Interferometric Synthetic Aperture Radar

ISterre : Institut des Sciences de la Terre

LiDAR: Light Detection And Ranging

LGM : Last Glacial Maximum

MNT : Modèles numérique de Terrain

ONF : Office national des Forêts

PAG : Petit Age Glaciaire

PPRN : Plan de Prévention des risques Naturels

RAMMS: Rapid Mass Movement Simulation

RVR : Rupture de Versant Rocheux

SIG : Système d'Information Géographique

SLHL : Sea Level High Latitude

SMA : Spectrogramme de Masse par Accélérateur

TCN : Terrestrial Cosmogenic Nuclide

SRTM : Service de Restauration des Terrains de Montagne

THRS : Très Haute Résolution Spatiale

1. Introduction

1.1. Objectifs attendus du stage, commande initiale.

Ce stage s'inscrit dans le cadre des projets PAGraVe (Paléo-évolution et aléas associés à une grande rupture de versant rocheux : l'exemple de la vallée de Chamonix, 2020) et GRAVE (Grandes ruptures de versants rocheux dans la vallée de Chamonix : origines et évolutions, 2021). Ces derniers sont portés par les laboratoires ISTerre, INRAE et EDyTEM, financés par l'Université Savoie Mont Blanc et soutenus par la communauté de communes de la Vallée de Chamonix. Ils ont pour objectif de mieux connaître et comprendre les risques liés aux grandes ruptures de versant rocheux afin de pouvoir protéger la population. La notion de risque est centrale car ils concernent des milieux montagnards touristiques dans lesquels de nombreuses personnes vivent ou transitent.

Après la découverte d'une fracture qui s'étend sur plusieurs kilomètres dans le massif des Aiguilles Rouges, les responsables des projets ont créé plusieurs offres de stages afin d'étudier cette déformation gravitaire. Le stage que j'ai effectué a pour but de répondre à trois interrogations majeures :

- Quand est-ce que cette crevasse s'est ouverte ? Quelle a été la dynamique de sa formation ?
- Quelles ont été les causes passées menant à sa formation ?
- Quelles sont les évolutions futures de cette structure rocheuse ? Quel risque est-ce que cela représente pour la vallée de Chamonix ?

Ces questionnements sont les bases qui ont permis d'orienter le travail de recherche de ce mémoire.

1.2. Mise en contexte du sujet de recherche

Depuis la fin des années 1970, les géologues tels que Varnes s'intéressent aux mouvements de pentes et autres déformations gravitaires. Plusieurs typologies ont été faites afin de classer les types de mouvements et les processus responsables de leur activation (Varnes, 1978 ; Cruden & Varnes, 1996 ; Hungr et al., 2014), se basant sur des critères de type de sol, de vitesse de déplacement, etc. Alors que la plupart des mouvements ont bien été identifiés et répondent à des critères précis, la compréhension d'un type de déplacements reste partielle. Dans la première typologie de Varnes, la catégorie « *Complex* » rassemble tous les mouvements de pentes combinant deux ou plusieurs des types de mouvements identifiés. Ce n'est qu'à partir des années 2000 que le terme de « *Deep-seated gravitational slope deformation* » (DSGSD) fait son apparition dans les articles scientifiques (El Bedoui et al., 2009, 2011 ; Crosta et al., 2013). La vitesse de déplacement lente des DSGSD (~mm/an), la taille (~km³) qu'ils peuvent atteindre et les morphostructures associées en font des phénomènes gravitaires remarquables.

En 2018, Blondeau dédiait sa thèse à l'étude des « *Ruptures de Versants Rocheux* » (RVR), à savoir des instabilités gravitaires profondes de versants. Ces ruptures peuvent être plurikilométriques et concerner des pans entiers de versants. Elles sont généralement accompagnées par des formes géomorphologiques caractéristiques des déformations gravitaires qui ont lieu en surface mais qui illustrent aussi la présence de mouvements en profondeur (Agliardi et al., 2001). Parmi les formes caractéristiques des RVR, il y a les crêtes double (*doubled ridges*), les escarpements (*scarps*) et contre-escarpements (*counterscarps*), les fissures et crevasses rocheuses (*trenches*), les niches d'arrachement (*scars*), les zones de cisaillement (*shear zone*) ou encore les dépôts d'éboulement ou d'écroulement (*rockfall deposit*). Ces déformations gravitaires sont illustrées sur la figure 1.

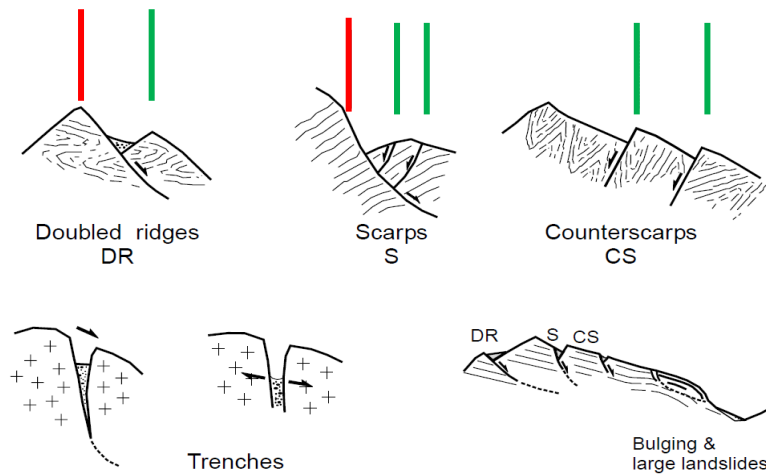


Figure 1. Morphostructures caractéristiques des déformations gravitaires profondes de versants. Les traits rouges représentent la principale action gravitaire et les traits verts les déformations secondaires associées. Les flèches indiquent le sens de glissement des structures. Adapté de Agliardi et al., 2001.

La figure 2 montre les quatre catégories de RVR que Blondeau a déterminé à partir des typologies existantes : les éboulements et avalanches rocheuses (rectangle bleu), les glissements rocheux (rectangle vert), les glissements et coulées (rectangle violet) et les déformations gravitaires complexes de versants rocheux (rectangle rouge). La quatrième catégorie est celle qui se rapproche le plus des DSGSD. Les mouvements gravitaires générés par ce type de ruptures sont plutôt lents (de l'ordre de quelques millimètres par an) et n'ont pas de limites bien définies (Pánek et Klimeš, 2016). Ces déformations gravitaires sont favorisées par des structures héritées telles que les failles liées à l'activité tectonique.

Les DSGSD sont différents des glissements de terrains en profondeur, *deep-seated landslides* en anglais (DSL) car ces derniers ont des limites nettes avec des niches d'arrachement et des lobes frontaux, ils sont généralement moins larges et subissent plus de déformations internes et de fragmentation (Crosta et al., 2013 ; Pánek et Klimeš, 2016 ; Blondeau, 2018). De plus, il est souvent difficile de savoir où se trouve la surface de rupture basale d'un DSGSD s'il y en a une, ce qui le différencie du glissement. Les volumes mobilisés par ce type de mouvement gravitaire sont colossaux et peuvent engendrer des dégâts matériels et humains considérables. Pánek et Klimeš expliquent que les DSGSD peuvent aboutir à des événements catastrophiques de deux façons : soit en modifiant les propriétés mécaniques des roches (en jouant sur leur capacité de résistance, sur la fragmentation et l'inclinaison des structures géologiques), soit en modifiant la topographie de la pente. Les déformations de la roche sont causées par une augmentation des contraintes mécaniques sur les plans de discontinuités, ce qui crée du cisaillement. Dans le cas du DSGSD de La Colle-Longue et du DSL associé de La Clapière dans le massif cristallin d'Argentera (à 80 km de Nice), Bigot-Cormier et al. (2005), El Bedoui et al. (2009) et Sanchez et al. (2010) mettent en avant le rôle joué par le Dernier Maximum Glaciaire (*Last Glacial Maximum, LGM*) pendant lequel les glaciers ont remodelé les pentes et les ont rendues raides, lisses et continues, tandis que la fonte ultérieure des glaciers a libéré les versants, changeant ainsi les contraintes mécaniques et augmentant le risque d'instabilités gravitaires. Ce genre de facteur est considéré comme prédisposant à d'éventuelles RVR car il participe à la fragilisation de la zone. D'autres facteurs sont responsables de la mise en mouvement de la masse rocheuse, on les appelle les facteurs déclencheurs. Ces deux types de facteurs seront présentés dans les paragraphes suivants.

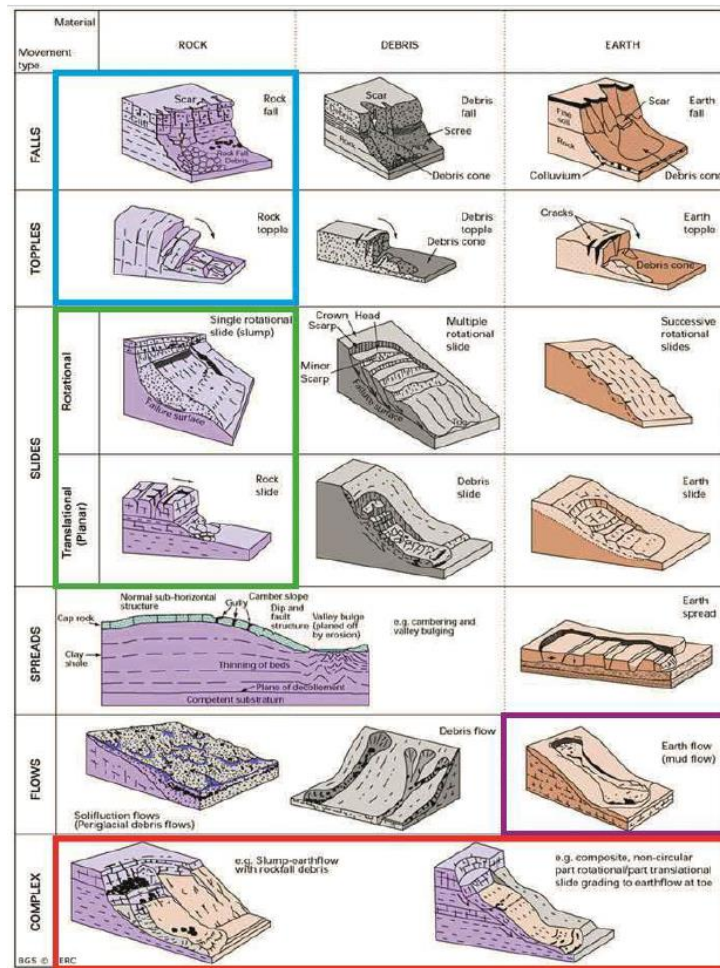


Figure 2. Classification des ruptures de versants rocheux (RVR). Les illustrations sont issues de la typologie de Varnes (1978) et les rectangles de couleur de la thèse de Blondeau (2016). Le rectangle bleu est le groupe des « éboulements et avalanches rocheuses », le vert celui des « glissements rocheux », le violet celui des « glissements et coulées », et le rouge celui des « déformations gravitaires complexes de versants rocheux, DGCVR ».

Les RVR sont modulés par des facteurs dits prédisposants et d'autres dits déclencheurs. Ces facteurs ont une durée d'effet plus ou moins longue (Crosta et al., 2013 ; Blondeau, 2018) et sont d'échelles variables. Ils agissent souvent conjointement dans la déstabilisation des versants.

Les facteurs prédisposants sont aussi appelés facteurs préparatoires car ils vont avoir une influence de long terme bien en amont du moment de la déstabilisation du versant rocheux.

- La lithologie va par exemple jouer un rôle important sur l'occurrence et la répartition des ruptures.
- Les structures géologiques qui, par les joints de stratification notamment, peuvent jouer un rôle dans la mise en mouvement d'une masse rocheuse si la niche d'arrachement se trouve au niveau d'un contact géologique.
- Le pendage des versants influence les RVR car plus une pente est raide, plus la gravité jouera sur les structures rocheuses et plus cela va fragiliser la résistance de la roche et entraîner des zones de cisaillement. Au-delà de 32°, les pentes sont considérées comme instables (Blondeau, 2018). Dans la même logique, la présence de failles majeures peut favoriser les RVR.
- A une autre échelle de temps, le réajustement paraglaciale peut être considéré comme un facteur prédisposant. Ce processus correspond à la réponse des versants après le retrait des d'appareils glaciaires qui ont modelé les vallées, libérant ces dernières du poids de la glace. La décompression mécanique liée à ce processus entraîne une fragilisation de la roche et peut

engendre des RVR. Le temps de réponse des versant est très variable mais les montagnes alpines sont encore aujourd'hui soumises aux changements de contraintes causé par la fonte des glaciers würmien (Crosta et al., 2013), phénomène également observé en Ecosse et en Irlande du NE par Ballantyne et al. (2014). Ces derniers expliquent que la réponse peut survenir dans un délai de 100 à 10 000 ans.

Les facteurs déclencheurs sont des évènements généralement extrêmes et courts dans le temps qui provoquent la rupture finale du versant rocheux.

- Les précipitations, pluvieuses ou neigeuses, ont une importance qui a été observée par le passé. Le changement de la pression de l'eau interstitielle et la saturation de la roche vont mener à la déstabilisation des pentes. Bien que la pluviométrie engendre généralement des mouvements superficiels, Le Roux et al. (2009) et Schwartz et al. (2017) ont identifié ce facteur comme majeur dans l'évolution des ruines de Séchilienne.
- Les séismes peuvent jouer le rôle de facteur déclencheur en modifiant de manière dynamique (accélération du sol) les propriétés de friction et cohésion dans le milieu rocheux (Crosta et al., 2013). Ils peuvent aussi participer à la fragilisation des versants et des masses rocheuses sur le long terme et donc jouer le rôle de facteur prédisposant.
- La fonte du permafrost lié au changement climatique est également un facteur à considérer, particulièrement en haute altitude. La fonte de la glace interstitielle qui joue le rôle de ciment entraîne la déstabilisation des parois rocheuses, causant des écroulements rocheux pouvant atteindre plusieurs dizaines de milliers de mètres cube (Ravanel, 2010 ; Ravanel et al., 2010 ; Gallach et al., 2020).

Cependant, les RVR dans les régions de montagne sont complexes et généralement le résultat de la combinaison de plusieurs facteurs. Les identifier n'est pas toujours simple à cause du manque de données ou d'archives permettant de retracer l'histoire de la déstabilisation.

1.3. Problématiques, hypothèses et méthodes utilisées

L'étude des dynamiques de versants et de leurs déformations gravitaires, lentes ou soudaines, est au cœur de ce projet de recherche. Ainsi, ce mémoire vise à une meilleure compréhension de ce type de déformations gravitaires dans les vallées alpines, notamment de leur répartition spatiale et temporelle et de leurs dynamiques passées et actuelles. Ces deux derniers paramètres permettront de mieux anticiper leurs évolutions futures. La compréhension des processus en jeu permettra d'appréhender plus justement l'aléa associé à ces déformations de versants et ainsi questionner l'aménagement actuel des régions de montagne.

Ce projet de recherche a pour titre « Grande rupture de versant dans la vallée de Chamonix : origines et évolutions ». Ce titre évoque qu'en termes de problématique, deux volets vont être traités. Le premier volet interroge sur les facteurs qui ont mené à la déstabilisation de versant responsable de l'ouverture de la crevasse rocheuse dans le massif des Aiguilles Rouges d'Argentière. Ce premier volet s'inscrit dans une question de temporalité long terme. Le deuxième volet interroge sur les évolutions de cette rupture gravitaire avec en arrière-plan la question du risque que cela représente pour les enjeux dans la vallée. La question des évolutions fait certes appel au passé mais avec un ancrage important dans le présent, s'inscrivant ainsi dans une temporalité de court terme. La prise en compte de ces deux temporalités nous permet d'envisager le sujet dans sa globalité.

De ces problématiques résultent plusieurs hypothèses. La première de nos hypothèses est inspirée de Ballantyne et al. (2014) et consiste à dire que la décompression de versant post retrait glaciaire a été à l'origine de la déstabilisation de versant qui a ouvert la crevasse rocheuse. L'action combinée de la gravité et du relâchement des contraintes appliquées sur les flancs de montagne auraient ainsi participé à la diminution de la résistance des roches, jusqu'à la rupture finale.

La seconde hypothèse est que la faille de la Rémuaz situé à proximité (Cara et al., 2017) pourrait également être considérée comme un facteur déterminant dans le déclenchement de la rupture gravitaire. L'importance des facteurs tectoniques n'est pas anodine car la répétition de séismes peut engendrer une augmentation du nombre de déformations gravitaires et participer à la fragilisation progressive des parois rocheuses (Pánek et Klimeš, 2016).

Enfin, la dernière hypothèse concerne le risque que cette RVR représente. D'après ce que nous voyons sur le terrain, avec de nombreux blocs éboulés de plusieurs centaines de mètres cubes sous la crevasse rocheuse, nous pensons que cette structure représente toujours un risque pour la commune d'Argentière qui se situe en aval.

Afin de répondre à ces questions, plusieurs outils et méthodes ont été employés. La réalisation d'une carte géomorphologique permettra d'observer la répartition spatiale des processus majoritaires dans le massif des Aiguilles Rouges. Ensuite, dans l'optique de comprendre les évolutions de la crevasse rocheuse, un Modèle Numérique de Terrain (MNT) à très haute résolution spatiale sera réalisé à partir d'images obtenues lors d'un vol en hélicoptère. Cela permettra de quantifier et de déterminer les structures individuelles présentes mais également de reconstituer la géométrie de l'escarpement sommital avant et après la rupture. Une analyse diachronique permettra d'approfondir l'étude de l'évolution récente de la structure avec la mise en évidence de cette activité via un événement particulier où l'on peut observer la disparition d'un bloc. Enfin, l'utilisation de la géochronologie via la mesure du nucléide cosmogénique ^{10}Be (béryllium-10) permettra de dater les morphologies glaciaires et gravitaires. Cette méthode permettra d'estimer des âges du retrait glaciaire, de l'ouverture de la crevasse et de sa dynamique.

Ce mémoire est construit en cinq parties. La première présente les objectifs attendus du mémoire, introduit le contexte et les questionnements dans lesquels s'inscrit ce sujet. Les hypothèses sont également présentées ainsi que les méthodes utilisées. Dans la deuxième partie, le terrain d'étude est présenté ainsi que ses intérêts dans le cadre de la recherche. L'englacement des Alpes et de la haute vallée de l'Arve sont illustrés dans l'état de l'art, ainsi que les instabilités de versants enregistrées par InSAR, les zones de faiblesse du massif des Aiguilles Rouges et la prise en compte du risque dans les documents d'aménagement. La troisième présente en détail les méthodes et outils mobilisés au cours de ce stage. La quatrième partie présente les résultats de nos recherches en séparant les résultats géomorphologiques et ceux issus des datations par les nucléides cosmogéniques. Elle revient sur ces résultats et les discute sous l'angle des dynamiques glaciaire et gravitaire, et revient sur la prise en compte du risque que représente la RVR dans les documents officiels d'aménagement du territoire. Enfin, la dernière partie fait office de conclusion et reprend les éléments importants de ce mémoire.

2. Etat de l'art et positionnement de la recherche

2.1. Présentation du terrain d'étude et de sa pertinence

Ce mémoire de recherche a pour terrain d'étude le massif cristallin externe des Aiguilles Rouges d'Argentière (Ayrton, 1980 ; Ayrton et al., 1987) dans la vallée de Chamonix. Cette dernière se situe dans la haute vallée de l'Arve, à l'est du département de la Haute-Savoie. La commune est entourée par Vallorcine au nord, l'Italie au sud-est et la Suisse au nord-est. La commune d'Argentière, dans la partie amont de la vallée de Chamonix, est celle qui nous intéresse le plus dans le cadre de cette étude. Le fond de cette vallée est densément peuplé et accueille de nombreuses activités économiques et touristiques, dont une ligne de chemin de fer, des axes routiers et des espaces de loisirs. Les figures 3a et 3b donnent la position du village d'Argentière.

Le massif des Aiguilles Rouges s'étire sur 15 km du NE au SO, et a comme plus haut sommet l'Aiguille du Belvédère (2965m d'altitude). Les versants du massif des Aiguilles Rouges (adret) sont abrupts avec

des pentes atteignant plus de 80% et sont recouverts d'un important manteau forestier qui assure une triple fonction : la protection, la production de bois et la récréation. Du point de vue climatique, la vallée regroupe un certain nombre de conditions critiques pour le déclenchement et l'accélération de phénomènes naturels, et on sait que le climat joue un rôle non négligeable dans l'équilibre du milieu naturel.

A l'occasion d'un travail de recherche sur les essaims sismiques et la signature morphologique de la faille de Vallorcine (Thomasset, 2019 ; Vassallo et al., 2019), une rupture gravitaire d'ampleur plurikilométrique parcourant le massif des Aiguilles Rouges a été découverte. Elle se situe entre 1900 et 2000m d'altitude et se découpe en deux portions : une crevasse rocheuse au NE sous la Tête aux Vents (figure 3c) et une autre crevasse au SO à proximité du chalet des Chéserys (figure 3d). Sur la figure 3 on peut voir que la fracture surplombe Argentière et les infrastructures qui s'y trouvent.

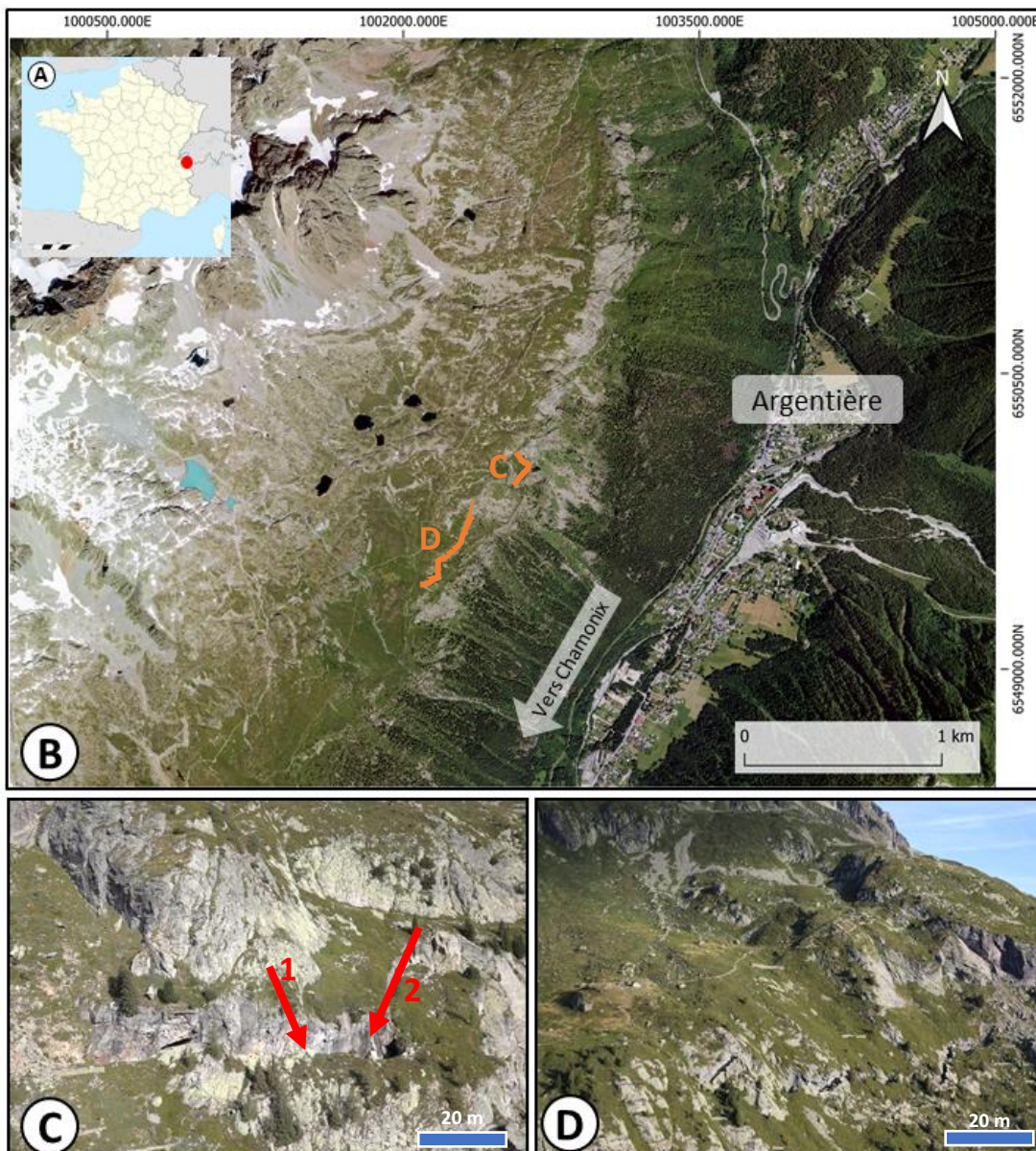


Figure 3. A) Localisation du terrain d'étude en France. B) Argentière et massif des Aiguilles Rouges où se trouve la rupture de versant rocheux. C) Crevasse NE à proximité de l'Aiguillette d'Argentière et en aval de la Tête aux Vents. La flèche 1 indique la composante en ouverture de la RVR et la flèche 2 la composante en glissement latéral. D) Crevasse SO près du chalet des Chéserys.

La crevasse NE est celle où la composante gravitaire est la plus visible, avec une ouverture allant jusqu'à 15 mètres de large. Elle est caractérisée par deux mouvements, fonction de l'orientation de la structure : une composante en ouverture et une autre en glissement latéral. Les deux portions de cette crevasse ne semblent pas évoluer de la même façon. Les flèches 1 et 2 de la figure 3c illustrent ces déplacements.

Le massif des Aiguilles Rouges est principalement composé de schistes cristallins (Bellière, 1980) et de gneiss souvent migmatitique (Ayrton, 1980 ; von Raumer, 1987). Le massif a été marqué par une phase distensive au Westphalien supérieur, ce qui a conduit à la création de petits grabens localisés. L'érosion des reliefs qui a suivi a fait que les matériaux se sont accumulés dans ces formations (Ayrton, 1987). La figure 4 est issue du travail de Leloup et al., 2005 et représente la géologie du massif des Aiguilles Rouges et celui du Mont Blanc.

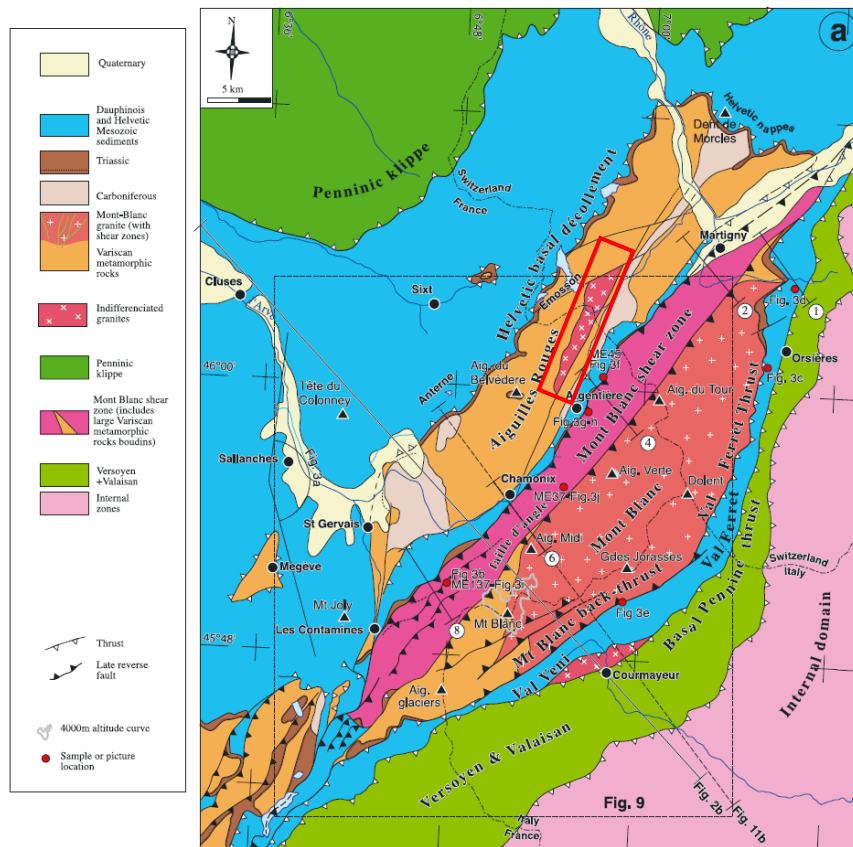


Figure 4. Carte structurale des massifs des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc. Adapté de Leloup et al., 2005.

Sur cette carte on peut voir des granites à l'affleurement dans le massif des Aiguilles Rouges (par exemple dans le rectangle rouge). L'éperon rocheux formé au niveau stratigraphique qualifié de Westphalien se situe au niveau du Béchar (1724m d'altitude).

2.2. L'englacement dans les Alpes au Quaternaire

Afin de mieux comprendre notre zone d'étude et de déterminer quels facteurs avaient pu mener à l'ouverture de la crevasse rocheuse, nous nous sommes intéressés aux différents stades glaciaires qu'a connu la haute vallée de l'Arve. Connaître cette histoire glaciaire nous permettra de valider ou d'infirmer une des hypothèses que nous avons émises.

2.2.1. A l'échelle des Alpes occidentales

Le Quaternaire est la dernière période du Cénozoïque et donc la plus récente sur l'échelle des temps géologiques. Elle succède au Néogène et débute il y a quelques 2,6 millions d'années (BRGM, 2006).

Elle représente une des périodes les plus froides de l'histoire de la Terre et est considérée comme une époque glaciaire (Coutterand, 2010), caractérisée par une succession d'environ 30 glaciations. Le Quaternaire est subdivisé en deux époques : le Pléistocène (de 2,6 millions d'années à environ 12 000 ans) et l'Holocène qui est l'époque dans laquelle nous vivons actuellement.

Comme les morphologies glaciaires observées dans le massif des Aiguilles Rouges sont attendues comme héritées du Würm (dernière période glaciaire), nous avons fait le choix de ne pas remonter jusqu'au maximum glaciaire du Riss (450 ka) où les glaciers alpins ont connu leur plus grande extension. La glaciation du « Würm » a débuté il y a 70 ka et est aussi appelée le dernier maximum glaciaire (Last Glacial Maximum, LGM). A cette période, Lyon est dégagée des glaces car le lobe lyonnais s'est arrêté à 15 km de la ville, déposant les moraines frontales de Lagnieu et de Grenay (Coutterand et al., 2009). Les études de Coutterand (2010) ont montré que durant cette glaciation, les glaciers alpins ont atteint une surface maximum de 220 000 km².

A l'échelle des Alpes occidentales, cette période est marquée par la présence de quatre glaciers majeurs, visibles sur la figure 5. Du nord au sud ce sont les glaciers du Rhône, de l'Arve, de l'Isère et de l'Arc.

- Le premier s'étend du Valais Suisse à la plaine de Lausanne et se sépare pour aller au nord en direction de Soleure et au sud en direction du lobe lyonnais.
- Le glacier de l'Arve flue vers l'ouest en direction d'Annecy, et il diffuse au nord en direction de Martigny pour rejoindre le glacier du Rhône.
- Le glacier de l'Isère s'étend de la Vanoise au lobe lyonnais en passant par les Bauges et Chambéry.
- Le glacier de l'Arc s'étire de la vallée de la Maurienne vers le glacier de l'Isère au niveau du lobe lyonnais. Un de ses bras descend plus au sud en direction de Grenoble et s'arrête vers Moirans.

Les glaciers de l'Aar, du Jura, du Giffre et de la Romanche jouent également un rôle important sur des échelles spatiales plus réduites.

Les vallées alpines sont alors complètement englacées et les versants subissent l'érosion engendrée par les mouvements des appareils glaciaires. La haute vallée de l'Arve est entièrement recouverte par le glacier du même nom qui atteint une hauteur d'environ 1500 mètres, laissant la trimline aux alentours de 2500 mètres d'altitude. La figure 6, issue des travaux de recherche de Coutterand et Buoncristiani (2006), est une estimation de ce à quoi aurait pu ressembler le glacier de l'Arve au cours du dernier maximum glaciaire.

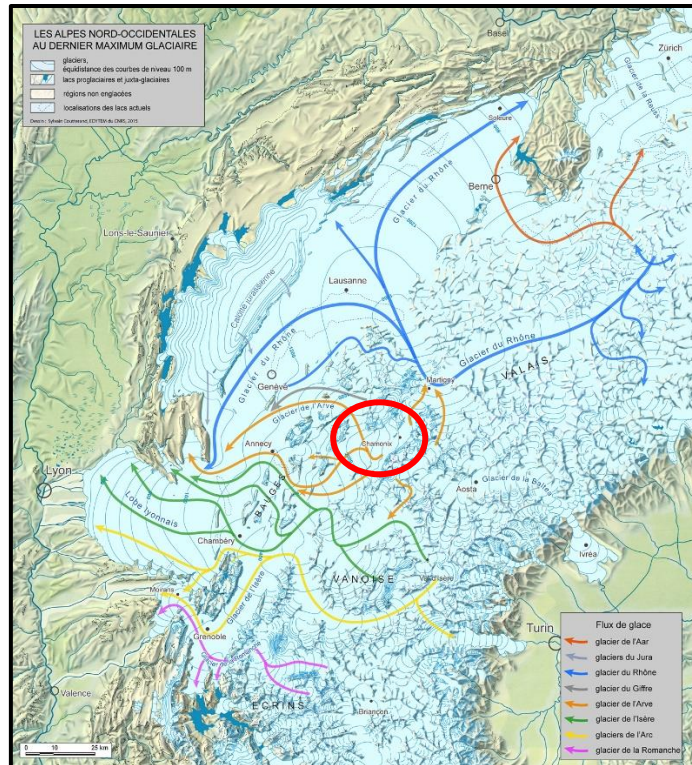


Figure 5. Englacement des Alpes occidentales durant la période du Würm il y a ~70 000 ans. Source: Cutterand, 2005.

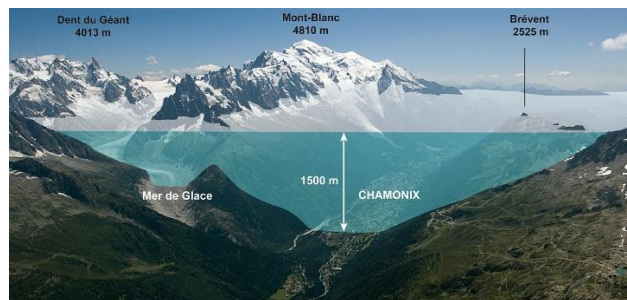


Figure 6. Reconstitution du glacier de l'Arve au niveau de la vallée de Chamonix au cours du dernier maximum glaciaire. Source: Cutterand et Buoncrisiani, 2006.

Cette modélisation nous donne un ordre d'idée sur l'importance qu'a pu avoir le glacier de l'Arve au cours du LGM et les conséquences que son retrait a pu avoir sur les versants.

A la fin de la période du Würm et jusqu'au début de l'Holocène, les glaciers vont faire face à une période de retrait généralisé, alternée par des stades de ré-avancées et de stagnation. Cette période est appelée le « Gschnitz ». Les grands appareils glaciaires vont s'individualiser et se reculer dans les vallées alpines (figure 7). Ivy-Och et al. (2006) ont daté le début du stade du Gschnitz à 15.4 ± 1.4 ka par les nucléides cosmogéniques. A cette époque, le lobe lyonnais s'est complètement retiré, de même que la calotte jurassienne. Les Vosges et les Préalpes sont également dépourvues de glace. Des lacs se sont formés au niveau des plaines du piémont lors du retrait glaciaire, les villes d'Annecy, Grenoble, Chambéry, Genève, Zürich et Berne sont sous l'eau. Le glacier de l'Arve dans la vallée de Chamonix atteint probablement la zone du Fayet (Cutterand, 2010).

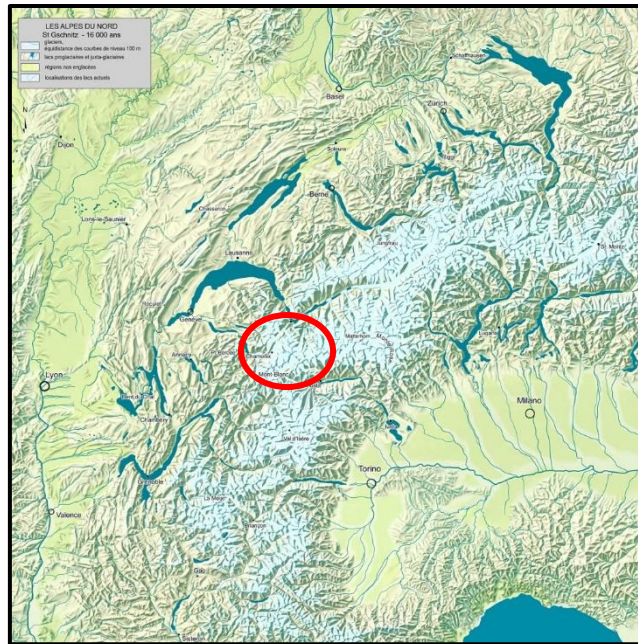


Figure 7. Reconstitution de l'englacement dans les Alpes occidentales durant la période du Gschnitz il y a environ 16 ka. (Source: Coutterand, 2005)

2.2.2. A l'échelle de la vallée de l'Arve

De nombreux auteurs ont travaillé à la compréhension de l'englacement de la vallée de l'Arve à la fin du LGM. Dorthe-Monachon fut une des premières à s'intéresser au sujet avec sa thèse soutenue en 1986. Dans ses recherches elle montre qu'en moins de 12 ka, les glaciers ont connu un recul considérable qui les a fait se positionner dans leurs limites du XX^{ème} siècle. À partir de son étude, elle a donné aux différents stades de retrait glaciaire un nom local faisant référence au lieu atteint par le front du glacier. Ces noms ont été repris plus tard, notamment par Lucéna et Ballandras (1999), Coutterand (2005), Coutterand et Nicoud (2005).

Les trois premiers stades identifiés par Dorthe-Monachon – stade de la Marmotte, de la Tour et de Loex-Fillingses – ont pour caractéristique commune de ne pas avoir de moraines bien définies à l'aval. Ces stades marquent les étapes de retraits successifs du glacier de l'Arve qui se sépare progressivement du glacier du Giffre et de celui du Rhône. Le stade suivant, celui des Rocailles, correspond selon Coutterand (2010) à un glacier de l'Arve complètement individualisé. Dorthe-Monachon rajoute qu'à cette époque, les glaciers latéraux le sont également (1986). Le glacier de vallée occupe alors toute la plaine actuelle de l'Arve. Au stade d'après, celui de Bonneville, le glacier a un front stationnaire dans l'ombilic de Cluses et dépose des accumulations en rive droite. D'après les auteurs, l'épaisseur du glacier est alors supérieure à 700 m.

A la suite de ce stade vient celui de Magland (Coutterand et Nicoud, 2005), semblable au stade « La Villette » de la thèse de Wetter (1989). C'est le premier stade de retrait identifiable en amont du verrou calcaire de Cluses, où un lac s'est formé. Le glacier de l'Arve a déposé des moraines en rive gauche de la vallée (figure 8a). A ce stade, Coutterand et Nicoud représentent des glaciers de versant au niveau du massif des Aiguilles Rouges qui sont encore connectés au glacier de vallée.

En amont de Magland, la ville de Sallanches donne son nom à un autre stade identifié par Dorthe-Monachon. Aucun dépôt frontal n'est visible. Du côté des glaciers latéraux, le front du glacier du Bon-Nant se trouve à St-Gervais.

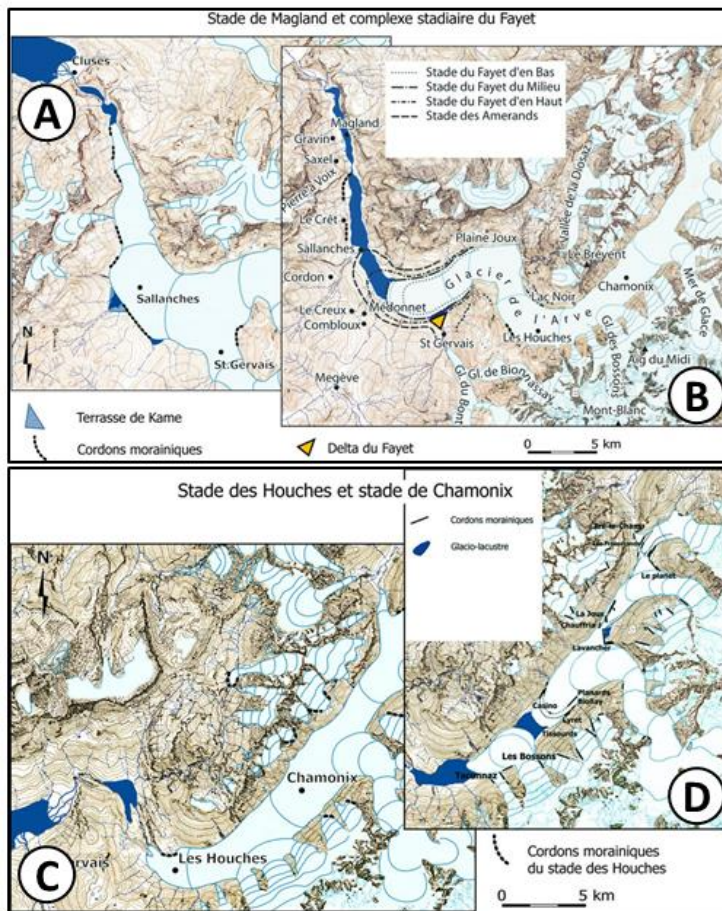


Figure 8. Reconstitution de l'englacement dans la vallée de l'Arve depuis le stade de Magland jusqu'au stade de Chamonix. Source: Coutterand et Nicoud, 2005.

jusqu'au Casino (figure 8d). Le glacier d'Argentière, connecté à la Mer de Glace, l'est également au glacier du Tour au niveau des Frasserands et de Tré-le-Champ. Les glaciers des Bossons et du Taconnaz obstruent la vallée un peu plus en aval. Les glaciers de versants des Aiguilles Rouges sont toujours présents et ont peu reculé par rapport au stade des précédents. Ces différents stades glaciaires n'ont pas d'âge absolu mais constituent plutôt une chronologie relative. Cependant, quelques moraines et polis glaciaires ont fait l'objet de travaux de recherche.

Certains dépôts morainiques laissés dans la vallée de Chamonix ont été datés et les études montrent que ces moraines appartiennent au Dryas récent, soit aux alentours de 12 ka. En 1999, Jaillot et Ballandras ont effectué des datations au carbone 14 (^{14}C) au Moulin des Frasserands et au Pont de Montroc et ont obtenu 10.2-8.8 Cal ka et 7.6-7.5 Cal ka, respectivement. Protin et al. (2019) ont utilisé la méthode des nucléides cosmogéniques pour dater les moraines de la Joux et ont obtenu 10.9 ± 0.9 ka de moyenne, un bloc erratique a été daté à 13.2 ± 0.4 ka. Sur le versant du massif du Mont Blanc, plusieurs cordons de moraines du glacier d'Argentière ont donné 10.4 ± 0.2 ka de moyenne. Au niveau de la Mer de Glace, Lehmann et al. (2020) ont obtenu 12.5 ± 0.5 ka de moyenne pour des polis glaciaires situés bien plus haut à l'Aiguille du Moine et 6.7 ± 1.0 ka pour les polis sous la Tête de Trélaporte. A l'entrée de la vallée de Chamonix, à Vaudagne, Prud'homme et al. (2020) ont daté des polis glaciaires et des blocs erratiques et ont obtenu des âges de 10.1 ± 1.9 ka et 11.2 ± 3.1 ka de moyenne, respectivement. Ces résultats sont illustrés sur la figure 9 et en annexe 1 (agrandissement de la carte).

Ensuite, le glacier de l'Arve connaît une succession de petits retraits au niveau du Fayet (figure 8b), ce que Coutterand et Nicoud ont appelé le « complexe stadiaire du Fayet ». Cinq cordons morainiques compris entre 615 m et 930 m d'altitude ont été identifiés, correspondant aux stades de stationnement. Les glaciers de versant des Aiguilles Rouges se sont désolidarisés du glacier de l'Arve.

Au stade des Houches (figure 8c), le glacier du Tour au nord de la vallée de Chamonix diffuse vers Vallorcine par le Col des Montets. Le glacier de l'Arve se retire peu à peu de la vallée et laisse un cordon morainique latéro-frontal au niveau du verrou cristallin des Houches. Wetter a qualifié cette période du stade « Montagne de la Parsa » (1989). Une accumulation de blocs de granite est identifiée à 1120 m au Clot.

Enfin, les auteurs (Dorthe-Monachon, 1986 ; Wetter, 1989 ; Coutterand et Nicoud, 2005) parlent du stade de Chamonix lorsque la Mer de Glace se trouve dans la vallée et descend

Sur cette figure, les échantillons prélevés à l'occasion de ce stage sont représentés par les marqueurs rose et blancs et sont numérotés de 1 à 20. A proximité de nos échantillons et au voisinage du passage de la faille de la Rémuaz, Cara et al. (2017) ont daté des polis glaciaires et ont obtenu 10.8 ± 1.0 ka de moyenne.

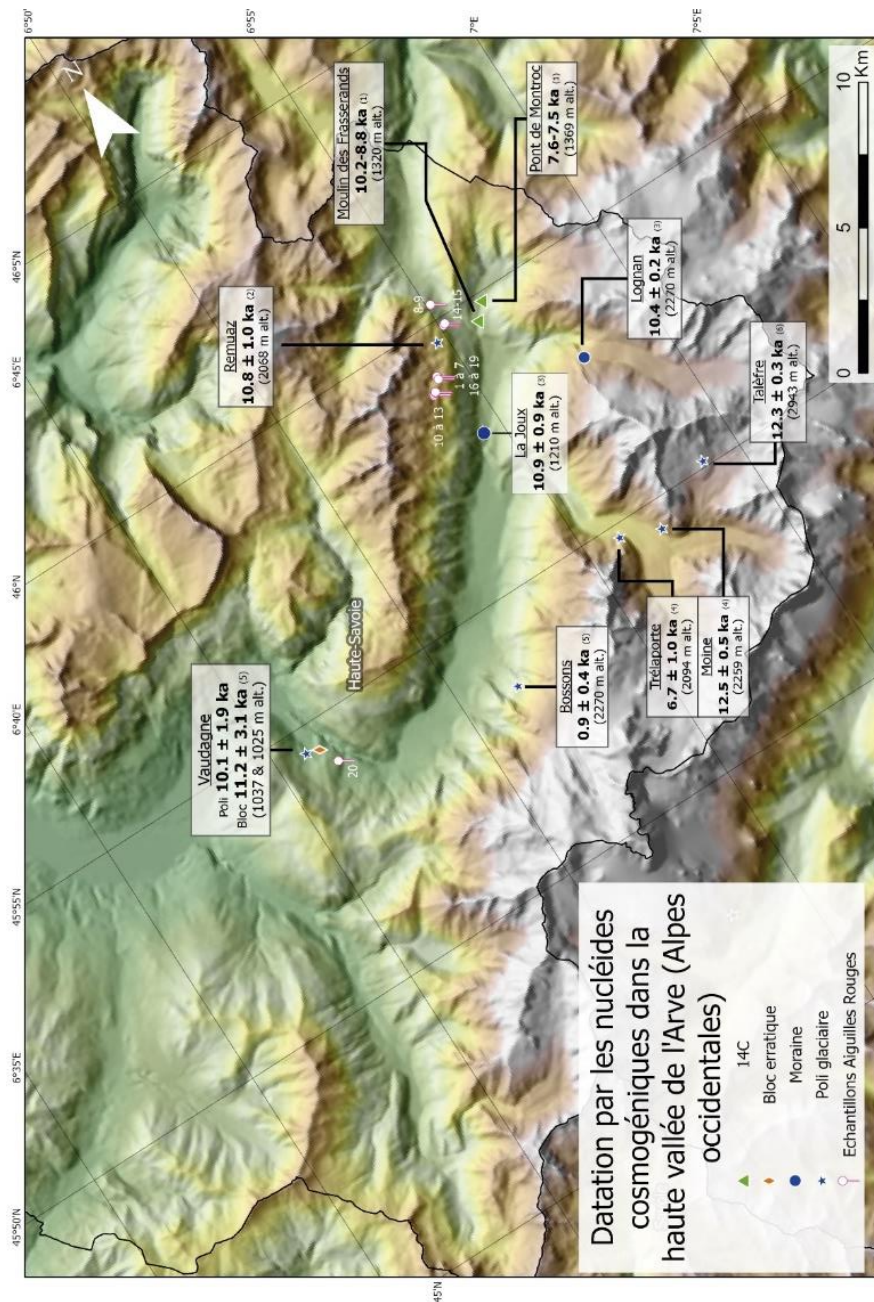


Figure 9. Positionnement des âges obtenus dans la haute vallée de l'Arve. (1) Jaillet et Ballandras, 1999. (2) Cara et al., 2017. (3) Protin et al., 2019. (4) Lehmann et al., 2020. (5) Prud'homme et al., 2020.

2.3. Facteurs prédisposants à l'échelle de la vallée

En plus de l'histoire glaciaire de la vallée, il est important de connaître les autres facteurs prédisposants qui fragilisent le massif des Aiguilles Rouges et qui pourraient avoir provoqué l'ouverture de la rupture. La tectonique de la zone est un critère majeur mais pas uniquement. Des études ont montré que, de manière générale, les Alpes occidentales faisaient face à de nombreuses instabilités de versants.

2.3.1. Instabilités de versants et vitesses de déplacement

Dans son travail de mémoire puis de thèse, André (André, 2020 ; André, thèse en cours, ISTerre) s'intéresse aux DSGSD et plus particulièrement à leur répartition spatiale et leurs vitesses de déplacement à l'échelle des Alpes occidentales. Elle utilise la méthode InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) et des images Sentinel-1 récoltées tous les 6 jours pour la période 2014-2018. La carte des vitesses dans la ligne de visée du satellite obtenue a permis de révéler de très nombreuses déformations gravitaires réparties sur l'ensemble des Alpes occidentales, avec des zones très localisées où les pentes en mouvement sont caractérisées par des discontinuités géomorphologiques. Plus de deux mille zones de déformations gravitaires lentes ont été identifiées avec des zones atteignant des vitesses de déplacement comprises entre 4 et 20 mm/an (André et al., 2021).

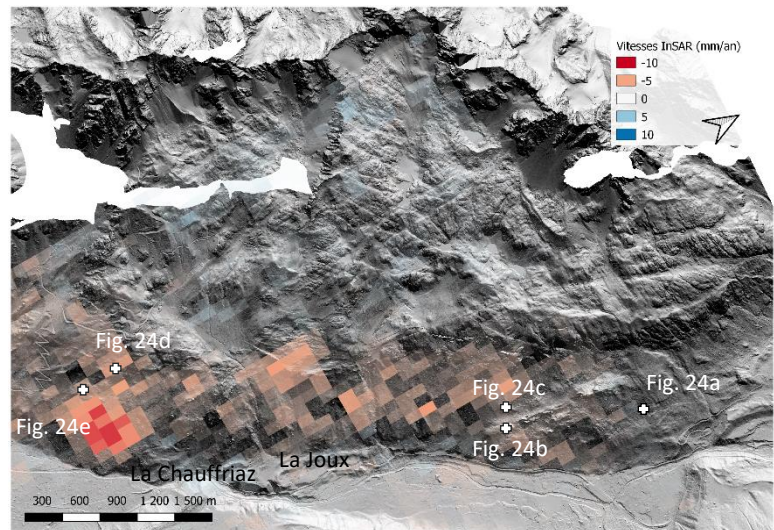


Figure 10. Estimation des vitesses de déplacement obtenues par série temporelle InSAR dans le massif des Aiguilles Rouges. (Adapté de André et al., 2021)

André s'est intéressée au massif des Aiguilles Rouges où la RVR a été mise en évidence. Les vitesses enregistrées sur le versant varient entre 3 et 8 mm/an et sont présentées sur la figure 10. Les vitesses les plus rapides ont été enregistrées au niveau du téléphérique de la Flégère (croix montrant l'emplacement de la figure 24d et e) avec des vitesses moyennes de 7-8 mm/an. La deuxième zone qui enregistre les mouvements les plus rapides (5 mm/an) se situe au niveau du Bois de la Trappe qui surplombe la Joux et la Chauffriaz. Enfin, les vitesses les plus lentes comprises entre 3 et 4 mm/an, ont été enregistrées en aval de la grande rupture de versant au NE du massif (croix pour la figure 24c).

2.3.2. L'influence des failles de la Rémuaz et de l'essaim sismique de Vallorcine

La faille de la Rémuaz est située entre Chamonix au sud et Vallorcine au nord et court sur 15 km dans les Aiguilles Rouges depuis le Col des Montets jusqu'au Lac Blanc. Aucune étude n'a permis de déterminer son prolongement vers le sud. La faille de la Rémuaz est également située dans l'essaim sismique de Vallorcine. Ce dernier, localisé à la frontière franco-suisse est considéré comme une zone à risque sismique modéré.

La faille est caractérisée par un mouvement de faille normale d'orientation N20 et de pendage 70°E (Cara et al., 2017). Elle sépare deux types de roches différentes, les granites et les gneiss. Selon les auteurs, la faille de la Rémuaz correspond à un ancien contact géologique entre les gneiss des Aiguilles Rouges et les granites de Vallorcine.

Le stage de Thomasset (2019) a permis de montrer que la faille de la Rémuaz est observable au niveau du chalet des Chéserys, où il a mesuré un plan de faille orienté N10°E 75°E. Le tracé de la faille se perd un peu au niveau du chalet, probablement dans une zone d'éboulis. Thomasset a également remarqué qu'une faille semblait rejoindre la faille de la Rémuaz au nord du chalet.

Le nord de la faille montre des signes de réactivation récente avec un changement de couleur de la roche de pied de paroi, passant du gris foncé à une couleur plus claire sur 20 cm. Cara et al. font l'hypothèse que cette mise à l'exposition pourrait dater du séisme de 1905 de magnitude $M_w 5.3 \pm 0.3$ dont l'épicentre se trouvait 5 à 10 kilomètres au nord nord-est de Chamonix. Fréchet et al. (2011) ont quant à eux étudié

les conséquences du séisme de 2005 de magnitude M_w 4.5 ayant pour épicentre Vallorcine. Ces deux études montrent que la zone où se situe la RVR est assez active tectoniquement, et que cela représente des zones de faiblesse dans le versant. De plus, cela pourrait représenter un risque de réactivation de la fracture si de nouvelles secousses de cette intensité venaient à se manifester.

2.3.3. Etude du risque gravitaire au niveau de la fracture rocheuse

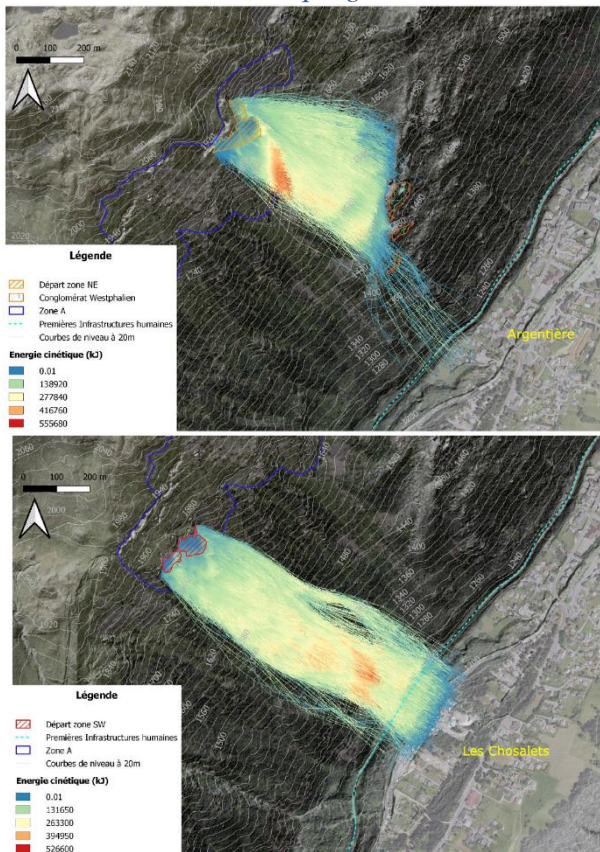


Figure 11. Modélisation des trajectoires de chutes de blocs de 100 m³ au niveau des crevasses NE (au-dessus) et SO (en-dessous). Source: Tavernier, 2020.

Un travail préliminaire à ce stage a été réalisé et a permis de simuler des chutes de blocs depuis les crevasses NE et SO. Tavernier (2020) s’est servi du logiciel de calcul de trajectoire RAMMS (Rapid Mass Movement Simulation) pour simuler les quatre comportements d’un bloc lors de sa chute : d’abord le glissement puis le roulement, le saut et enfin le rebond. En paramétrant les caractéristiques du sol de la zone d’étude et en modélisant des blocs d’un volume maximal de 100 m³, Tavernier a mis en avant le rôle de protection de l’éperon rocheux du Westphalien en cas de chute des blocs depuis la crevasse NE. Il a montré que moins de 0,4% des 10 745 blocs modélisés dépassait cet éperon et atteignait les infrastructures dans la vallée. A l’inverse, pour la crevasse SO, le pourcentage de blocs arrivant jusqu’à la plaine est supérieur à 33% car rien ne permet de les arrêter en aval de la rupture. La forêt de protection ne suffit pas à stopper la chute de ces blocs. Sur la figure 11, on peut voir les trajectoires empruntées par les blocs.

Ces modélisations illustrent bien le fait que le risque est réel pour les enjeux dans la vallée de Chamonix, bien que le relief du Westphalien soit pour l’instant une barrière suffisante pour la crevasse NE. Le réseau routier et les infrastructures ferroviaires pourraient être gravement endommagées par la chute de blocs plus volumineux que ceux modélisés dans ce travail.

2.4. Aléa gravitaire de la commune de Chamonix-Mont-Blanc

En 2010, Grislain-Letrémy, économiste et Peinturier, chef du pôle « Risques et Crises » de la Direction Départementale des Territoires et de la Mer d’Ille-et-Vilaine écrivaient dans un rapport qu’en France, sur la période 1995-2006, le coût total des aléas était de 8,5 milliards d’euros, dont 164 millions pour la catégorie des mouvements de terrain. Dans sa volonté de réduction des risques naturels, la France a développé des outils de cartographie et de réglementation des zones à risque permettant de les prendre en compte dans l’aménagement des territoires (Thiery et Terrier, 2018). Les Plans de Prévention des Risques Naturels (PPRN) font partie de ces outils et définissent les zones d’exposition aux aléas naturels prévisibles directs ou indirects, et caractérisent leur intensité potentielle. Ils sont accompagnés de cartes réglementaires qui traduisent en termes d’urbanisme les recommandations du PPR afin d’orienter le développement des communes vers les zones les moins exposées aux aléas naturels.

Pour rappel, pour qu'un aléa naturel se transforme en risque voire en catastrophe, il faut la combinaison de plusieurs facteurs :

$$\text{Risque naturel} = \text{aléa} + \text{enjeux} + \text{vulnérabilité}$$

Dans le cas de la vallée de Chamonix, les aléas naturels sont les instabilités de versants rocheux, les avalanches, les crues, etc. ; les enjeux sont toutes les infrastructures humaines implantées dans la vallée et la vulnérabilité c'est à la fois l'exposition d'un enjeu à un aléa et les conséquences de cette exposition. Ainsi, un risque naturel est un événement lié à une certaine probabilité d'occurrence qui est la conséquence d'un aléa naturel se produisant dans un milieu vulnérable.

2.4.1. Les risques naturels prévisibles sur la commune de Chamonix-Mont-Blanc mis en évidence par le PPRN

Le PPRN (Office National des Forêts, Service de Restauration des Terrains en Montagne, Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt (DDAF), préfecture de la Haute-Savoie, 2000) de Chamonix prend en compte les risques naturels provoqués par les mouvements de terrain, les inondations, les avalanches, les chutes de pierres et les débordements torrentiels. Les glissements de terrains sont définis comme des mouvements gravitaires de roches meubles à vitesse lente. Les chutes de pierres sont caractérisées par des mouvements gravitaires rapides de roches cohérentes, et les écroulements sont définis comme étant des phénomènes rares et de grande ampleur, concernant le plus souvent un pan entier de paroi rocheuse.

Dans le rapport (2000), les paramètres d'intensité et de fréquence sont considérés afin de déterminer le niveau d'aléa : un phénomène de fréquence faible va générer un aléa plus faible, et inversement. Par exemple, pour l'aléa chute de pierres, trois catégories sont définies : aléa faible caractérisé par des chutes de pierres sporadiques, aléa moyen appliqué aux éboulis végétalisés (inactif), aux zones assimilables (présence de nombreux blocs éboulés), aux zones marginales des écroulements importants ou aux écroulements mineurs, et aléa fort pour les éboulis actifs et les zones directement exposées aux écroulements importants.

La figure 12 représente la carte des aléas du PPRN. Sur celle-ci, les glissements de terrain sont symbolisés par la lettre G et les chutes de pierres par la lettre P, d'autres risques sont également représentés. Le niveau d'aléa est indiqué par un chiffre en indice et une couleur : 1 pour un aléa faible (jaune), 2 pour l'aléa moyen (orange) et 3 pour l'aléa fort (violet). Certaines zones peuvent cumuler plusieurs types d'aléas à des niveaux différents : G₂P₁ indique une zone où l'aléa glissement de terrain est moyen et où le risque de chute de pierres est faible. Pour ce qui est de la coloration de cette même zone, c'est le niveau le plus fort de l'aléa qui est retenu, orange pour cet exemple

Sur la carte des aléas, en remontant le versant du sud au nord, on peut voir que le risque de chute des pierres varie entre faible et moyen au niveau de la Flégère. Ceci s'explique car la Combe de la Glière concentre de nombreux éboulis actifs. En amont du téléphérique de la Flégère, sous les parois à gneiss

des Aiguilles de la Glière et des Aiguilles Crochues, le risque de chute de pierre est fort car c'est un secteur à forte pente. En amont du couloir des Chéserys, les affleurements gneissiques peuvent parfois se détacher et chuter jusque dans la vallée, donnant un risque fort. Un risque moyen à fort de chute de pierres a été attribué au secteur des Tines jusqu'au Col des Montets car il est marqué par la présence d'éboulis plus ou moins végétalisés. Le rapport rappelle que ce secteur est caractérisé par des affleurements de gneiss qui se fracturent et dont le découpage en écailles favorise le détachement de blocs, beaucoup de ces blocs proviennent des Aiguillettes d'Argentière. L'éperon rocheux de la zone du Béchar est mentionné dans ce qui est appelé le Bois du Plagnolet. Le risque de chute de pierres est moyen dans ce secteur car, comme précisé dans le rapport, l'affleurement rocheux en amont du village d'Argentière protège la vallée des chutes de blocs venant du versant des Chéserys. Cependant, les auteurs expliquent que malgré son rôle de protection, l'affleurement au faciès Westphalien peut libérer des blocs qui se retrouvent dans la forêt et peuvent atteindre des habitations. Finalement, le versant des Aiguilles Rouges est défini avec un risque de chutes de pierres assez faible. Dans la description du niveau, le rapport met en avant la présence d'une forêt dense qui, malgré la présence de nombreuses pierres instables, permet de stopper les chutes.

Pour le risque de glissement de terrain, il est fort au niveau du ravin de la Trappe (surplombant La Joux) car le torrent du même nom, en amont de sa confluence avec l'Arve, érode les berges et provoque des glissements progressant vers la Chauffriaz. Le risque est quant à lui faible à moyen à la Chauffriaz grâce à la végétation qui joue un rôle de stabilisation des pentes. Au niveau de La Joux, le risque est également faible, même si les dépôts lacustres accumulés sur le plateau morainique favorisent les mouvements de terrain. Vers La Joux, dans le secteur des Cordays, le risque de glissement de terrain est moyen. Ce sont

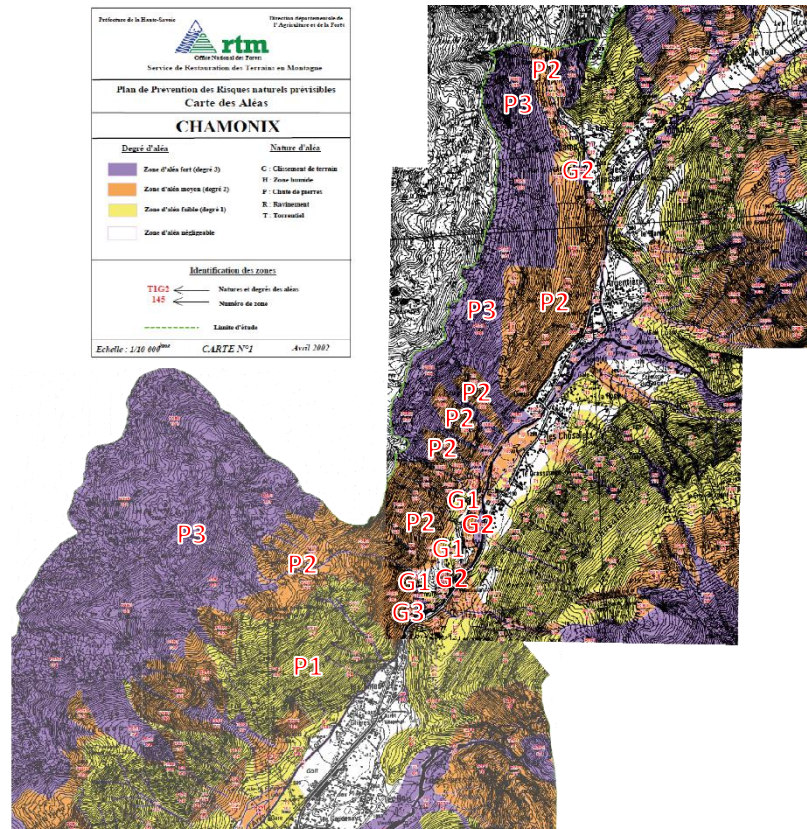


Figure 12. Carte des aléas issue du Plan de Prévention des Risques Naturels prévisibles de la commune de Chamonix-Mont-Blanc. Source: ONF, SRTM, DDAF, préfecture de la Haute-Savoie, 2000.

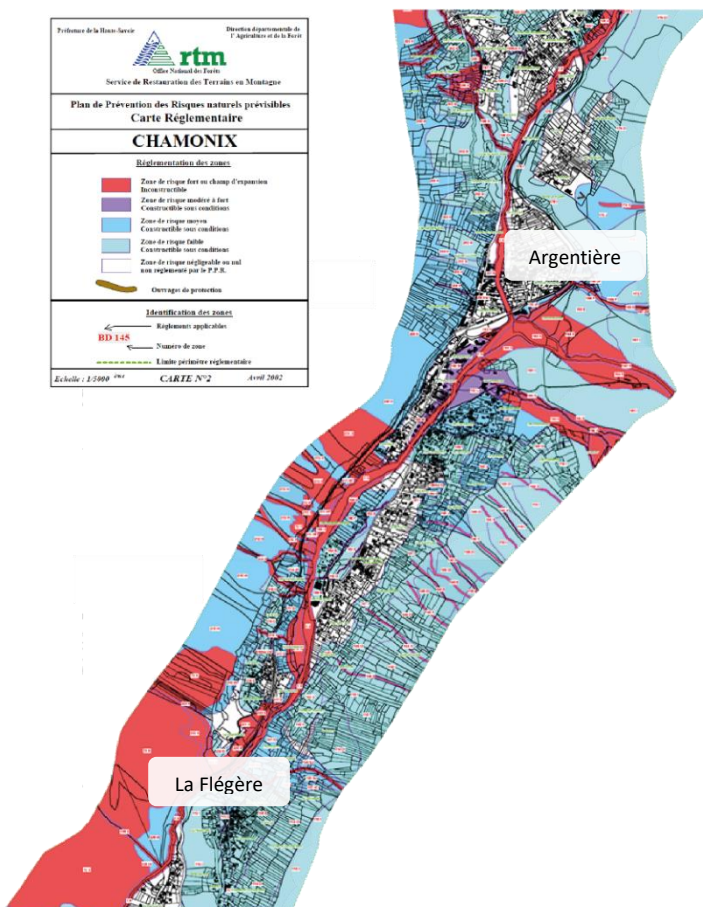
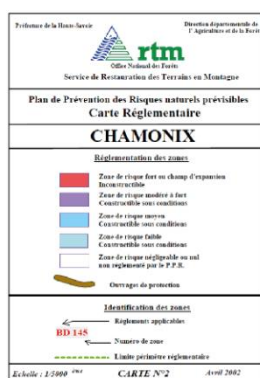
finalement les seules mentions du risque de glissement de terrain dans notre zone d'étude élargie, ces derniers étant considérés comme peu répandus sur la commune de Chamonix.

En conclusion, le rapport stipule que comme les glissements de terrains sont localisés là où il y a peu d'enjeux menacés, la vulnérabilité de la commune est faible. Pour le risque de chutes de pierres, la conclusion c'est qu'il se trouve essentiellement dans les secteurs de montagne sous les parois rocheuses et qu'il peut menacer les infrastructures routières et ferroviaires, ainsi que les secteurs urbanisés d'Argentière. Cependant, le rôle de protection du couvert forestier est mis en avant, ce qui permet de dire que la vulnérabilité de la commune de Chamonix vis-à-vis des chutes de pierres est modérée.

2.4.2. Prise en compte du PPRN dans les documents d'aménagement du territoire

La carte réglementaire définit quatre zones :

- Les zones blanches où il est possible de construire si l'aléa est considéré comme nul ou négligeable.
- Les zones bleues (clair et foncé, avec un risque respectivement faible et moyen), constructibles sous conditions.
- Les zones violettes, inconstructibles (sauf exceptions) mais pouvant être réhabilitées sous conditions.
- Les zones rouges, inconstructibles (sauf exceptions) où le risque est suffisamment élevé pour ne pas justifier de protections (irréalisables ou trop coûteuses).



Comme le PPRN prévisibles conclut que le risque de glissement de terrain est faible et localisé, et que le risque de chutes de pierres est modéré sur le versant des Aiguilles Rouges, peu de zones sont classées comme inconstructibles dans le fond de vallée. Hormis quelques couloirs torrentiels, les pieds de versant sont considérés comme des zones constructibles sous conditions. Dans le secteur sous le Bois du Plagnolet où l'éperon rocheux au faciès Westphalien produit des blocs pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres cube, la carte réglementaire indique que les terrains sont constructibles. Même chose pour le secteur de La Joux et de La Chauffriaz où certaines portions sont considérées comme des zones où le risque est négligeable voire nul. Cependant, le secteur de la Montagne de la Flégère est classé dans les zones inconstructibles où le risque est fort. Quelques zones au niveau du col des Montets sont dans le même cas.

Figure 13. Carte réglementaire traduisant la carte des aléas en termes d'aménagement du territoire. Source: ONF, SRTM, DDAF, préfecture de la Haute-Savoie, 2000.

Cet état de l'art nous a permis de constater que le massif des Aiguilles Rouges est soumis à de nombreux stress qui ont pu causer l'ouverture de la crevasse rocheuse. Les stades glaciaires dans un premier temps ont fragilisé les pentes à cause de la décompression post-glaciaire. Ensuite, la zone de rupture gravitaire est parcourue par la faille de la Rémuaz et des micro failles associées. Des études ont également montré que les Alpes occidentales connaissaient des phases de mouvement, notamment le massif des Aiguilles Rouges avec des vitesses de déplacement comprises entre 3 et 8 mm/ an de moyenne. Finalement, le stage précédent celui-ci a permis de montrer que la ville d'Argentière n'était pas totalement protégée d'éventuelles chutes de blocs se décrochant des crevasses rocheuses. Les documents de planification urbaine semblent montrer quant à eux une certaine sous-estimation des risques de chute de pierres et de glissement de terrain.

3. Démarche méthodologique

Cette partie présente toutes les méthodes et outils qui ont été utilisés pour répondre aux différentes problématiques. La première sous-partie traite des moyens mis en œuvre pour arriver à la carte géomorphologique de la zone d'étude ainsi qu'à la compréhension des processus gravitaires sur le versant des Aiguilles Rouges. La seconde sous-partie, axée sur la méthode de datation par les nucléides cosmogéniques, illustre les principes de cette méthode et de son application dans la thématique de recherche de ce stage. Nous présenterons enfin la stratégie d'échantillonnage.

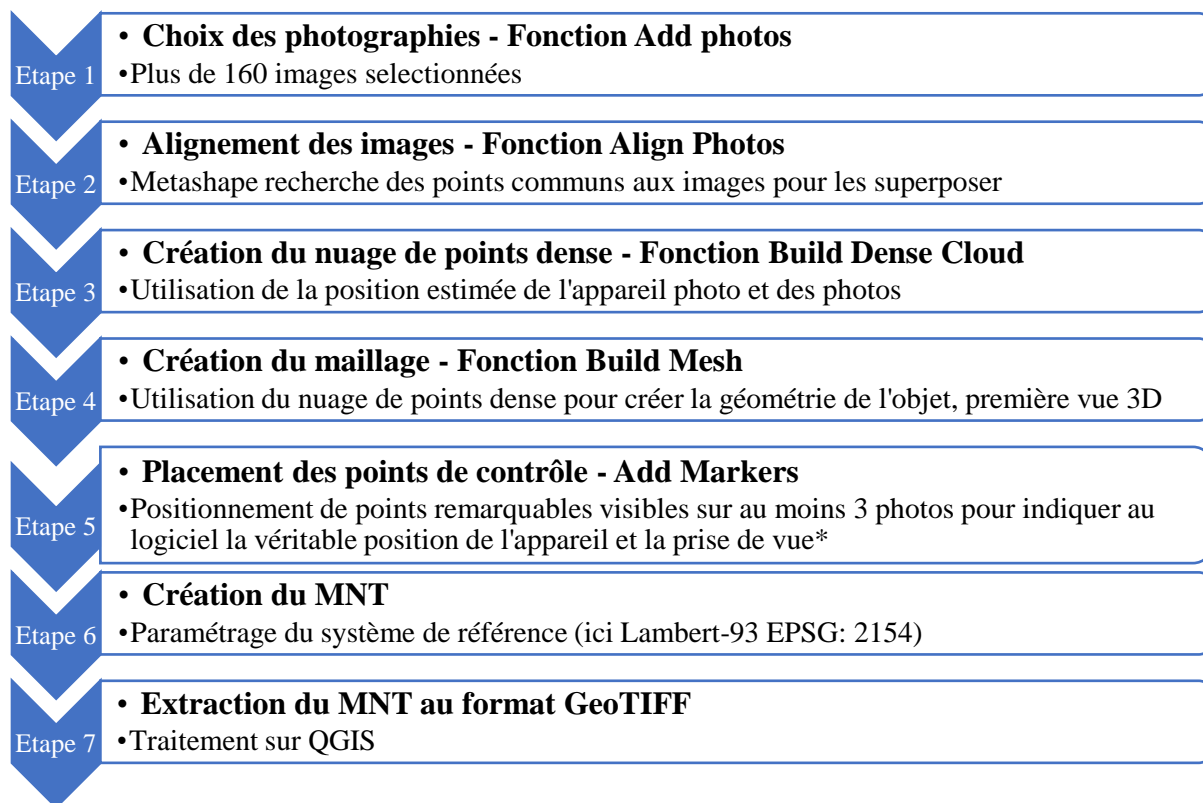
3.1. Approche géomorphologique

3.1.1. Photogrammétrie et analyse diachronique

3.1.1.1. MNT à très haute résolution spatiale

En 2012, un Modèle Numérique de Terrain (MNT) LiDAR a été acquis pour la haute vallée de l'Arve par l'INRAE (anciennement CEMAGREF) dans le but d'étudier les couloirs d'avalanches. Le LiDAR (Light Detection And Ranging) est une méthode de télédétection qui permet d'estimer une distance grâce à la lumière. Grâce à cette technologie, le MNT obtenu dans la vallée permet de descendre à 1 m de résolution. Le MNT LiDAR a également pour intérêt d'obtenir la topographie d'un lieu en faisant abstraction du couvert végétal. Cependant, étant donné la taille de notre objet d'étude, il était évident qu'il fallait descendre en-deçà du mètre en termes de résolution. Ainsi, à l'été 2020, un survol de la Réserve Naturelle des Aiguilles Rouges en hélicoptère a été effectué et a permis de collecter des photographies qui ont ensuite été exploitées pour la création d'un MNT à très haute résolution spatiale (THRS).

Nous avons effectué tout le travail de photogrammétrie sur Agisoft Metashape (version 1.5.5) qui est un logiciel de modélisation 3D basé sur l'utilisation d'images fixes. Grâce à une technologie de reconstruction 3D multi-vues, le logiciel peut modéliser un objet à partir de photographies prises depuis différentes positions, avec pour seule condition que l'objet en question soit visible sur au moins deux photos (Agisoft Metashape, 2019). Les étapes de création du MNT que nous avons réalisées sont présentées sur la figure 14.



*Figure 14. Enchaînement des étapes qui ont permis la création du MNT THRS. *Cette étape permet de réaligner les photos si nécessaire. L'optimisation des données d'orientation et de positionnement est essentielle pour améliorer le modèle de reconstruction 3D. Pour créer une ortho-image, un minimum de trois points de contrôle au sol est nécessaire. Plus il y a de points de contrôle, plus le modèle gagne en précision. Les marqueurs doivent être répartis de manière régulière dans toute la zone d'étude. Une fois les marqueurs positionnés sur toutes les images, il est important de refaire un nuage de points dense et un nouveau maillage.*

Nous avons utilisé la représentation ombrée du MNT obtenu sur QGIS et ArcGIS pour réaliser la cartographie géomorphologique car elle permet de mieux distinguer les formes du relief.

3.1.1.2. Analyse des dynamiques gravitaires par approche qualitative diachronique

L'approche qualitative diachronique des paysages est principalement utilisée dans l'étude de la dynamique des paysages. Elle permet d'étudier des évolutions progressives ou instantanées au cours du temps. La méthode consiste à partir du présent pour identifier des morphologies spécifiques et essayer de reconstituer les paysages anciens. Ces observations photographiques peuvent être couplées à d'autres sources de données afin de confirmer ou d'invalider les hypothèses émises. Ce travail d'archive est souvent limité par la disponibilité des documents sur la zone d'étude et / ou de leur qualité. Les biais d'interprétation rentrent également en considération.

C'est dans cette démarche de compréhension de l'évolution gravitaire au niveau de la crevasse NE que le travail d'analyse diachronique a été fait. Les images d'archives ont été acquises via le site internet « Remonter le temps » du portail de l'Institut national de l'information géographique et forestière (<https://remonterletemps.ign.fr/>). Une phase exploratoire des images disponibles a été nécessaire pour repérer celles dont la qualité était suffisante pour pouvoir faire de la photo-interprétation. Les critères d'exclusion étaient par exemple la présence de neige, l'orientation du soleil et la présence d'ombre au niveau de la fracture, ou simplement la résolution des images. Une fois la sélection faite, deux photographies ont été commandées à l'IGN qui les a envoyées au format GéoTIFF sur un CD, ce qui a permis ensuite de les charger sur QGIS.

3.1.2. Carte géomorphologique et profils topographiques

La réalisation d'une carte géomorphologique sur le versant des Aiguilles Rouges a permis de répondre au double enjeu de proposer un support pour l'analyse qualitative afin de mieux comprendre les formes du relief via une approche descriptive, et effectuer un travail de caractérisation quantitative pour étudier la répartition des unités géomorphologiques et en comprendre leurs modalités de mise en place (Berthet, 2016). Le but de cet exercice est d'évaluer le lien spatial entre les différents marqueurs gravitaires et glaciaires.

La cartographie de la zone s'est faite en plusieurs temps :

- Un travail préliminaire de photo-interprétation d'orthophotographies récentes a permis de se familiariser avec le terrain et d'identifier des zones remarquables en termes de dynamique glaciaire ou gravitaire. Cette première approche a été l'occasion de déterminer les premiers lieux à étudier lors du travail de terrain et également de commencer à émettre quelques hypothèses quant à leur formation. Lors de cette première étape, nous avons utilisé les images aériennes issues de la BD ORTHO de l'IGN à 50 cm de résolution et celles à 20 cm de la BD ORTHO HR.
- Le travail sur le terrain a permis d'identifier *in-situ* les formes et formations géomorphologiques liées à la présence d'anciens glaciers ou d'une activité sismique importante. Des premiers relevés ont été faits sur des orthophotographies actuelles. Cette approche manuelle a été couplée avec un fichier de points GPS marquant la présence de formes ou de traces géomorphologiques caractéristiques.
- Enfin, les données issues des deux précédentes phases et d'études existantes ont été intégrées à un logiciel de SIG (ArcGIS) afin de les projeter sur le MNT LiDAR et le reste de la cartographie a été fait en interprétant le relief visible sur l'ombrage.

Les travaux de Cara et al. (2017) ont permis de positionner la faille de la Rémuaz dans le massif des Aiguilles Rouges, ainsi que les mémoires de stage de Thomasset (2019) et Tavernier (2020).

Afin de réaliser la carte géomorphologique, le choix de la nomenclature de l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne (IGUL) a semblé le plus judicieux pour plusieurs raisons. D'abord, elle est spécifique au milieu de moyenne et haute montagne et donc particulièrement adaptée au terrain d'étude. Ensuite, elle est utilisée par de nombreux chercheurs dans cette discipline (Schoeneich et al., 1998 ; Gardent, 2014 ; Berthet, 2016). De plus, dans les années 2012-2013, une adaptation de la légende pour ArcGIS a été faite, rendant la cartographie plus accessible (Lambiel et al., 2012, 2013).

La nomenclature de l'IGUL a été développée en 1993 par P. Schoeneich et est inspirée de trois systèmes de cartographie géomorphologique : le français, l'allemand et le suisse. La comparaison de ces méthodes et l'analyse de leurs avantages et défauts ont été les bases du nouveau système de légende destiné à une cartographie à l'échelle 1:10 000 (Schoeneich, 1993 ; 1997 ; Schoeneich et al., 1998).

La légende de l'IGUL a pour objectif de simplifier la cartographie, de sorte que seule l'information strictement géomorphologique apparaisse. Ainsi, les indications de pentes et la géologie ne sont pas prises en compte (comme c'était le cas dans les légendes allemande et française, respectivement). Cependant, l'IGUL a gardé du système français la représentation des formes structurales, passant par l'utilisation de signes à contenu morphogénétique, dessinés dans la couleur du processus responsable de la genèse de la forme (Schoeneich, 1997). Le choix des couleurs est quant à lui basé sur le système allemand (GMK 25), elles servent à représenter les différents processus. Enfin, la distinction entre processus d'érosion et d'accumulation a été gardée du système suisse. Selon P. Schoeneich, la nomenclature de l'IGUL met en avant les formes structurales et leur genèse, puis leur dynamique. Cette légende permet donc l'élaboration de cartes morphogénétiques et morphodynamiques.

La légende utilisable dans ArcGIS est une base qu'il est possible de moduler pour ajouter ou changer des figurés afin qu'ils correspondent à nos besoins. Dans le cadre de cette étude, il a été nécessaire d'enrichir cette nomenclature sur les formes glaciaires de plusieurs éléments, ainsi que sur les formes gravitaires. Au niveau des cordons morainiques, la distinction entre plusieurs âges relatifs a été faite. C'est pourquoi trois stades intermédiaires ont été rajoutés au figuré initial. Concernant les formes gravitaires, la création du figuré « crevasse rocheuse » a été nécessaire pour définir l'objet même de l'étude.

La réalisation de profils topographiques se révèle parfois nécessaire pour définir certaines formes du relief et lever d'éventuels doutes. Ces profils mettent également en avant la distribution des processus géomorphologiques ayant lieu sur un versant et la façon dont ils peuvent être emboîtés. Dans le cadre de cette étude, cinq profils ont été réalisés le long du versant des Aiguilles Rouges (figure 28) et deux le long de l'escarpement sommital de la crevasse rocheuse amont (figure 32).

3.2. Datation par les nucléides cosmogéniques et utilisation du ^{10}Be

3.2.1. Le rayonnement cosmique et les nucléides cosmogéniques

L'étude de l'exposition aux rayons cosmiques est une méthode de datation géochronologique basée sur l'accumulation de nucléides cosmogéniques terrestres (*Terrestrial cosmogenic nuclides*, *TCN*) dans les couches superficielles de la roche. Ces TCN sont produits par des réactions nucléaires entre les noyaux des éléments contenus dans les minéraux et les particules des rayons cosmiques (Dunai, 2010). Les isotopes les plus utilisés pour la datation sont le béryllium (^{10}Be), l'aluminium (^{26}Al), le chlore (^{36}Cl), l'hélium (^3He), le néon (^{21}Ne) et le radiocarbone (^{14}C).

Chaque isotope a des caractéristiques propres et peut être utilisé pour dater différents processus géomorphologiques. Ils sont par exemple employés pour dater le retrait glaciaire, les glissements de failles, l'érosion du substratum rocheux et / ou le recouvrement sédimentaire (Dunai, 2010 ; Darvil, 2013). L'utilisation du ^{10}Be est particulièrement adéquate dans l'étude de surfaces rocheuses riches en quartz auparavant couvert par des glaciers, cela permet de déterminer l'histoire de la déglaciation (Wirsig et al., 2016).

Le principal minéral cible du béryllium est le quartz (SiO_2) et grâce à la longue demi-vie du radionucléide ($1.36 \pm 0.07 \text{ Ma}$; Dunai, 2010), il est possible d'analyser des échantillons qui recouvrent le Quaternaire (Dunai, 2013). Le taux de production du ^{10}Be dans le quartz au niveau de la mer aux hautes latitudes est d'environ $4.1 \pm 0.2 \text{ at.g}^{-1}.\text{a}^{-1}$ (Balco et al., 2008).

La concentration en ^{10}Be est fonction de deux variables : le temps d'exposition et le taux d'érosion. Le ^{10}Be est un radionucléide (tout comme le ^{14}C ou ^{26}Al), c'est-à-dire que ce n'est pas un isotope stable. Sa concentration décroît dans le temps avec une demi-vie d'environ $1.39 \pm 0.7 \text{ Ma}$ (Chmeleff et al., 2010). Parallèlement, le béryllium a une production atmosphérique extrêmement majoritaire et peut être incorporé dans les roches échantillonnées. Il est donc nécessaire de passer par une phase de dissolution chimique pour faire disparaître ces résidus atmosphériques.

L'érosion est un des paramètres à considérer lors de l'utilisation des nucléides cosmogéniques. Elle a deux conséquences principales : d'abord, la première couche de roche dans laquelle les nucléides cosmogéniques sont produits va être continuellement être altérée, modifiant l'information sur la concentration accumulée au cours du temps. Si le taux d'érosion d'une surface ne peut être déterminé ou estimé, et considéré comme nul, l'âge d'exposition calculé sera considéré comme un âge minimum. Une constante d'érosion peut être choisie d'après la littérature pour effectuer les calculs plus fins et ainsi préciser les résultats.

L'écrantage topographique est également un paramètre à prendre en compte. Tout élément constituant l'environnement terrestre bloque ou atténue le flux de nucléides cosmogéniques, et ce

proportionnellement à sa densité. Au niveau du site d'échantillonnage la topographie environnante, la couverture sédimentaire ou neigeuse doit être considérée (Dunai, 2010). Lors du calcul des âges d'exposition, il est important d'appliquer une correction d'écrantage (Darvil, 2013), cela permet de corriger l'effet de site. Concernant le couvert neigeux, il faut qu'il soit en place environ quatre mois par an et que l'épaisseur soit comprise entre 75 et 150 cm (Dunai, 2010) pour diminuer de 5% le taux de production annuel des nucléides cosmogéniques. Cependant, malgré les modèles climatiques actuels, il est difficile d'estimer l'épaisseur de neige qu'il y avait il y a dix ou vingt mille ans. Quant au couvert végétal, il n'a pas un rôle très significatif mais il peut contribuer à une réduction de 2 à 7% du flux de nucléides entrants.

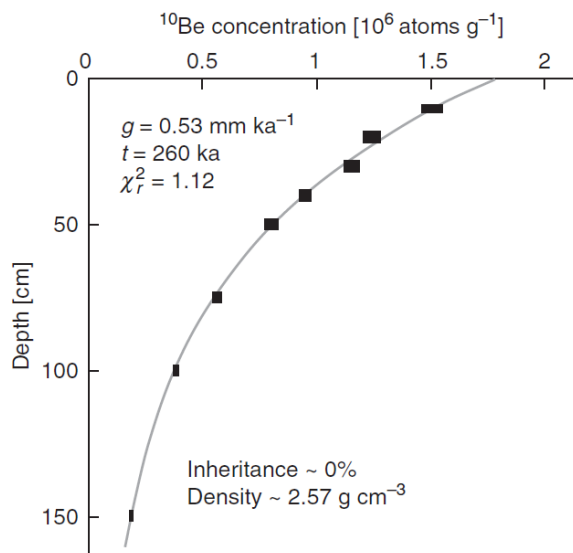


Figure 15. Profil en profondeur schématisant l'importance de l'héritage dans les concentrations en ^{10}Be . La taille des rectangles noirs représente l'incertitude contenue dans les échantillons. Source : Dunai, 2010.

L'héritage est un des plus gros problèmes liés aux méthodes de datations par les nucléides cosmogéniques. Souvent, l'hypothèse est faite que l'échantillon n'a pas subi de pré-exposition aux rayons cosmiques avant qu'il soit découvert par l'évènement récent (cas d'un échantillon suffisamment enfoui) et qu'il n'y a donc pas de signature antérieure. Cependant, c'est une hypothèse qu'il faut coupler aux effets de l'érosion. De plus, dans une roche de densité moyenne de $2,7 \text{ g}^{-1}.\text{cm}^{-3}$, le taux de production diminue de 50%, 20% et $<5\%$ par rapport à la surface, à 0,5 m, 1 m et 2 m de profondeur, respectivement (Schwartz et al., 2017). Malgré la diminution rapide du taux de production sous la surface (figure 15), certaines particules (comme les muons) produisent une accumulation de nucléides cosmogéniques non-négligeable jusqu'à une profondeur de 20 mètres. C'est pourquoi l'héritage peut représenter un pourcentage important dans les concentrations mesurées, et que ne pas

prendre en compte ce facteur peut amener à une surestimation des âges apparents. Dans la réalisation de profils le long d'un escarpement, comme dans notre cas, l'héritage est très important car bien qu'il diminue avec la profondeur, il peut fortement influencer l'âge des échantillons de surface.

En résumé, si tous les paramètres mentionnés plus haut ne sont pas pris en compte, les âges d'exposition peuvent soit apparaître anormalement jeunes (érosion, écrantage) soit anormalement vieux (héritage).

3.2.2. Stratégie d'échantillonnage et méthode de calcul des âges

Plusieurs surfaces morphologiques peuvent être échantillonnées :

- Des roches moutonnées (polis) pour dater le dernier retrait glaciaire. Pour ces surfaces, l'exposition aux rayons cosmiques a commencé après la fonte de l'appareil qui recouvrait la zone.

- Des roches le long d'un escarpement rocheux dans un système de faille. Dans cette configuration, l'exposition de la surface permet de reconstituer le moment de l'ouverture et sa vitesse de mouvement.

Afin de limiter les biais précédemment cités, les échantillons prélevés dans le cadre de cette étude ont été sélectionnés dans des zones avec une pente suffisamment importante pour limiter l'accumulation de neige ou de sédiments et où le couvert végétal est limité. De plus, comme la concentration en nucléides cosmogénique diminue avec la profondeur, les échantillons ont été prélevés dans les 3-4 premiers centimètres de la roche. A noter que l'érosion causée par les glaciers du LGM est pas suffisante pour effacer l'information liée à la préexposition de la surface étudiée et donc les héritages antérieurs. La figure 16 montre le prélèvement de l'échantillon AIG20-12.



Figure 16. Echantillon AIG20-12 prélevé sur un poli glaciaire traversé par la crevasse SO.

Ce poli glaciaire a été prélevé dans le but d'étudier l'histoire glaciaire de cette zone qui a été fracturée par la crevasse SO. Au total, vingt échantillons ont été prélevés dont dix-neuf dans la Réserve naturelle des Aiguilles Rouges et un au niveau du verrou des Houches plus en aval de Chamonix. Ces échantillons sont placés sur la figure 9.

Le protocole permettant d'obtenir la concentration du ^{10}Be dans les grains de quartz est basé sur les travaux de Brown et al., 1991 et de Merchel & Hergers, 1999. On retrouve cette méthode dans la plupart des articles utilisant la datation par les nucléides cosmogéniques (Sanchez et al., 2010 ; Darnault et al., 2012 ; Prud'homme, 2016 ; Wirsig et al., 2016 ; Schwartz et al., 2017 ; Lehmann et al., 2019 ; Protin et al., 2019).

Pour les vingt échantillons du stage, toute la partie de purification des grains de quartz a été effectuée avant mon arrivée. Je me suis occupée des chimies préparatoires à partir de l'extraction du ^{10}Be . Une fois les échantillons mis sous forme de solution avec l'acide chlorhydrique (HCl), ils passent par une série de précipitations en milieu alcalin avec une solution d'ammoniac (NH_4OH). Pour faire précipiter l'oxyde de béryllium (BeO), le pH doit être amené entre 7 et 8. Les échantillons sont ensuite passés dans une résine échangeuse d'ions afin de séparer le béryllium des oxydes de fer (Fe^{2+}) et de manganèse (Mg^{2+}). Après, les échantillons sont passés dans une autre résine échangeuse de cations pour séparer le ^{10}Be du ^{10}B (bore). La dernière étape consiste à dissoudre les précipités dans une solution d'acide nitrique (HNO_3) puis à les faire chauffer à 900°C pour les oxyder. Une fois ces étapes réalisées, les échantillons sont envoyés à ASTER, CEREGE (Aix-en-Provence) afin de mesurer les concentrations en ^{10}Be .

Là-bas, les échantillons sont cathodés afin de mesurer le rapport $\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}}$ grâce au spectromètre de masse par accélérateur (SMA). Les étapes pour calculer les concentrations sont complexes, et nécessitent de connaître la quantité d'atomes de ^9Be qui a été ajouté dans l'échantillon. Pour cela, il faut au préalable calculer la masse du ^9Be :

$$m_{^9\text{Be}} = m_{\text{Spike Be}} \times (C_{\text{Spike}} \times 10^{-6})$$

La concentration du Spike est de 998 ppm.

Ensuite, il faut calculer le nombre d'atomes (n) de ^9Be :

$$n \text{ } ^9\text{Be} = \frac{m \text{ } ^9\text{Be}}{M \text{ Be}} \times N_A$$

M est la masse molaire du béryllium, soit 9,012 g.mol⁻¹ et N_A correspond à la constante d'Avogadro, égale à 6,0221.10²³ mol⁻¹.

Enfin, pour arriver à la concentration en ¹⁰Be (C), il faut d'abord (1) calculer le nombre d'atomes de ¹⁰Be contenu dans les échantillons puis (2) se servir de l'échantillon blanc pour corriger les éventuelles erreurs analytiques. Il faut enfin (3) multiplier le nombre d'atomes de ¹⁰Be corrigé du blanc par la masse de quartz dissout (*m_{Quartz}*) dans l'échantillon :

$$(1) \quad n^{10}\text{Be} = \left(n \text{ } ^9\text{Be} \times \frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}} \right)$$

$$(2) \quad n^{10}\text{Be}_{\text{Corrigé}} = n^{10}\text{Be} - n^{10}\text{Be}_{\text{Blanc}}$$

Cette étape permet de quantifier le rapport naturel de $\frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}}$.

(3)

$$C_{^{10}\text{Be}} = \frac{n^{10}\text{Be}_{\text{Corrigé}}}{m_{\text{Quartz}}}$$

La concentration en ¹⁰Be correspond au nombre d'atomes de ¹⁰Be par gramme de quartz dissout. Après avoir obtenu les concentrations, il est important de calculer les incertitudes liées à celles-ci.

Les âges sont par la suite calculés en utilisant le calculateur en ligne CREp (Cosmic Ray Exposure Program, Martin et al., 2017) en appliquant les paramètres suivants :

- Scaling scheme : Lal Stone
- Atmospheric Model : ERA40
- Geomagnetic Database : LiftonVDM2016
- Current SLHL (Sea level high latitude) production rate: 4.09 ± 0.19 at.g⁻¹.yr⁻¹.

En conclusion, bien que les outils et méthodes employés soient nombreux, ils sont complémentaires et permettent d'atteindre une compréhension quasi globale des dynamiques glaciaires et gravitaires ayant eu lieu ou ayant lieu à l'échelle du versant ou de la crevasse rocheuse.

4. Résultats

Cette partie présente les résultats obtenus grâce aux différentes méthodes employées. Dans un premier temps, nous présentons les résultats géomorphologiques en présentant le MNT THRS, l'analyse diachronique effectuée sur des images aériennes de 1949 et 1960, le découpage de la crevasse NE en structures d'échelles variées et la carte géomorphologique. Ensuite, nous présentons les résultats des datations par les nucléides cosmogéniques et les différents profils topographiques réalisés.

4.1. Approche géomorphologique

4.1.1. Création d'un MNT très haute résolution spatiale et analyse diachronique

4.1.1.1. Le MNT THRS

Dans la partie décrivant les méthodes, il était question de descendre en-deçà du mètre de résolution pour le MNT au niveau de la crevasse rocheuse. Ce gain de précision a été rendu possible grâce aux traitements sur Metashape.

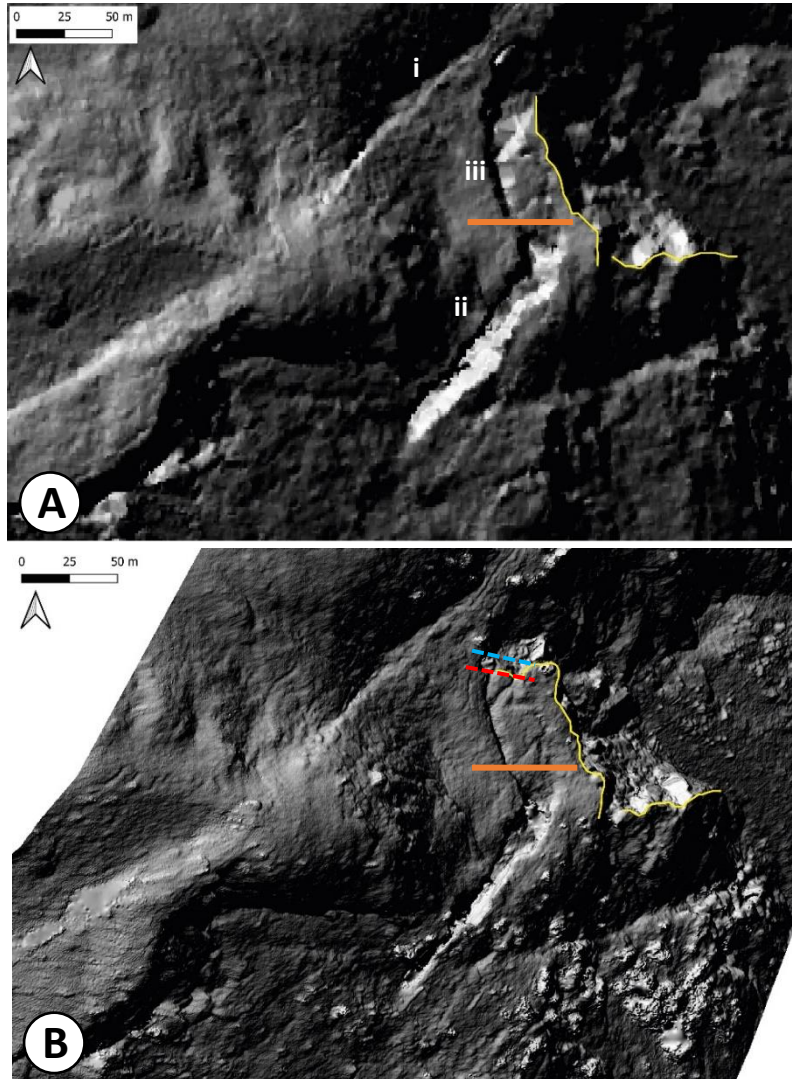


Figure 17. Comparaison des ombres issus des deux MNT utilisés. A) MNT LiDAR à 1 m de résolution. B) MNT THRS obtenu par photogrammétrie sur Agisoft Metashape à 0,3 m de résolution. Le trait orange représente le profil P2 utilisé pour la figure 18. Les traits rouge et bleu marquent les profils utilisés pour reconstituer le volume du bloc éboulé entre 1949 et 1960 (figure 20), respectivement le haut et le bas du bloc. Le trait continu jaune représente les limites de la paroi rocheuse.

La figure 17 illustre la différence entre les ombres issus du MNT LiDAR d'une résolution de 1 m (A) et du MNT obtenu par photogrammétrie avec une résolution de 30 cm (B). On voit sur l'un comme sur l'autre, la crevasse rocheuse avec un plan de faille juste au-dessus (i). Cependant, la figure 17a est plus lissée et fait abstraction de certaines aspérités présentes sur la paroi, notamment au niveau de la partie basse de l'ouverture (ii). Concernant la crevasse, le MNT (A) donne l'impression que la partie nord de l'ouverture est plus large que ce qu'elle n'est réellement (iii). Des mesures extensométriques révèlent que la partie sud de la crevasse (ii)

atteint une distance pouvant aller jusqu'à 15 mètres entre la paroi et la partie décrochée, ce qui n'est pas le cas de la partie nord (iii). Le MNT (B) montre clairement que, bien que la partie basse (ii) soit largement ouverte, la partie haute (iii) n'est que légèrement écartée du reste de la paroi. Même si aucune mesure extensométrique n'a été faite pour cette portion de la crevasse, des observations de terrains indiquent que l'ouverture mesure moins de 2 mètres. Cette différence d'ouverture peut se voir sur les photos en annexe 2.

La précision gagnée avec le deuxième MNT se retrouve sur la figure 18 où les deux profils représentés ont été tracés au même endroit (traits orange sur la figure 17a et b). La comparaison de ces deux profils permet d'illustrer le propos tenu plus haut, à savoir que le MNT haute résolution donne un aperçu plus juste de la topographie du site. Ce gain de précision a été nécessaire dans l'étude détaillée de la crevasse, il a notamment permis d'estimer la paléo-topographie avant l'ouverture de la fracture. De plus, la précision du modèle est telle qu'elle permet d'obtenir des données quasiment aussi précises que celles

mesurées sur le terrain, notamment au niveau de la mesure du pendage et de la hauteur de l'escarpement. Sur la figure 18, le pendage mesuré du profil 2 est de 69° ; sur le terrain, le plan moyen mesuré et de 71° .

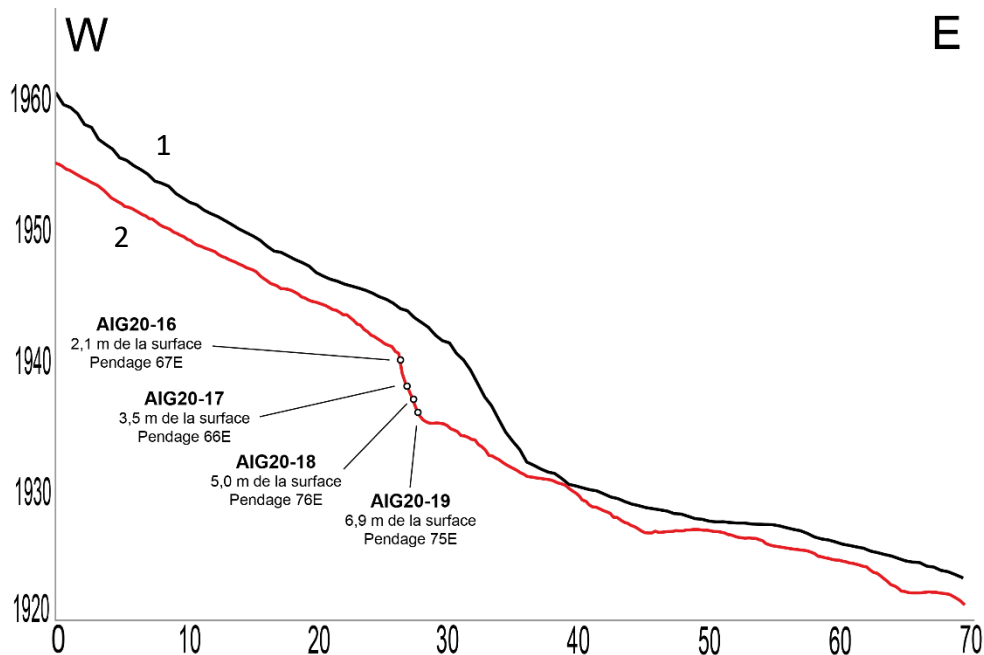


Figure 18. Comparaison du profil P2 tracé le long de l'escarpement sommital. 1) Avec le MNT LiDAR. 2) Avec le MNT THRS.

4.1.1.2.

4.1.1.3. L'analyse diachronique

La figure 19 montre les images d'archive achetées sur le site de l'IGN. Sur ces deux images, deux cercles rouges ont été tracés pour montrer ce qui a attiré notre attention.

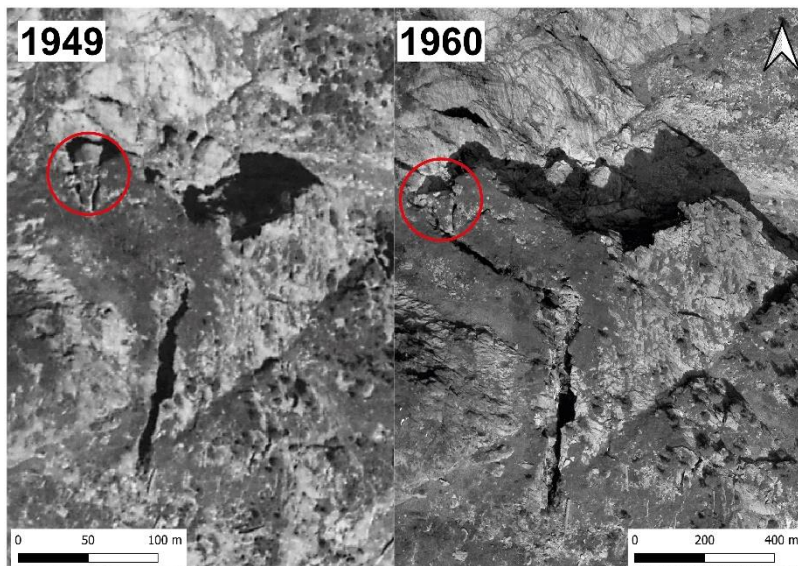


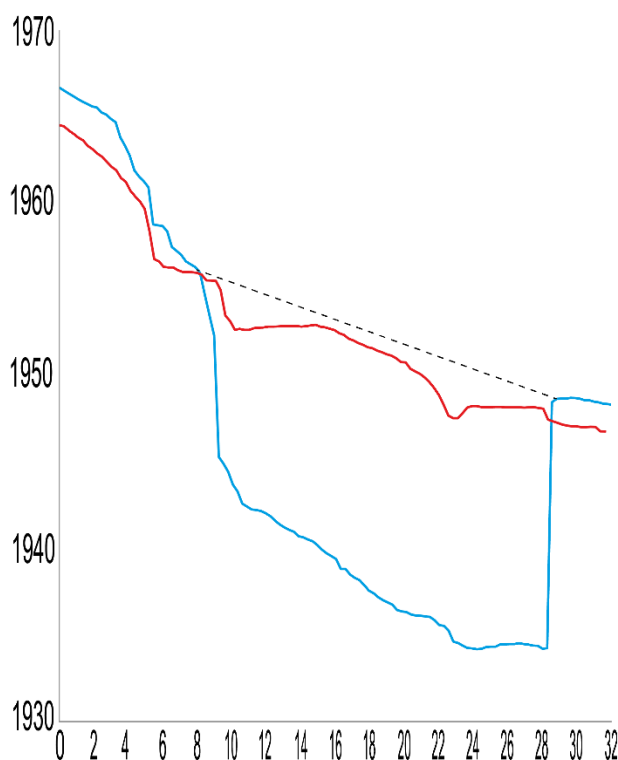
Figure 19. Analyse diachronique qui a permis de constater la disparition d'un bloc entre 1949 et 1960.

Lors du repérage des photos allant servir à l'analyse diachronique, nous avons remarqué qu'entre les différentes dates étudiées (1939, 1949, 1952, 1960, etc. jusqu'à 2012), au niveau de la partie haute de la crevasse, un bloc rocheux « disparaissait ». Nous nous sommes interrogés sur la possibilité que ce soit lié à un biais de changement d'éclairage entre les images ou à un positionnement différent de l'appareil, ou si le bloc s'était réellement désolidarisé du reste.

Les photographies aériennes couvrant Argentière et plus précisément notre site d'étude remontent à 1939. La qualité des premiers clichés n'est pas suffisante pour distinguer la crevasse, c'est pourquoi l'année 1949 a été choisie comme année de référence. La taille des pixels des documents est d'environ un mètre. Sur cette première photographie, l'ouverture de la crevasse NE est visible et la résolution suffisante pour distinguer la

plupart des éléments se trouvant dans son environnement proche, dont ce bloc au bout de la fracture. Les clichés des années suivantes n'ont pas permis de distinguer correctement la fracture, soit à cause de la mauvaise résolution des images soit à cause de l'ombrage. L'année 1960 était celle qui permettait de voir le plus clairement la fracture avec un ensoleillement proche de celui de 1949 : dans les deux cas le soleil est très haut et situé au sud-est.

C'est ainsi qu'en observant bien l'ombre portée correspondant à la crête de la paroi sur ces deux photographies, nous avons constaté la disparition du bloc. L'outil de mesure d'ArcGIS, a permis de déterminer que le bloc avait une surface projetée sur l'horizontale d'environ 150-160 m² environ. La figure 20 représente les deux profils rouge et bleu tracés sur la figure 17. Ils permettent d'estimer la taille que pouvait avoir le bloc éboulé avant sa chute. Le profil rouge a été pris un petit peu au sud de l'endroit où le bloc s'est désolidarisé et correspond en première approximation à sa surface avant détachement. Le profil bleu, pris à l'endroit où devrait se trouver le bloc, illustre la distance qu'il y a désormais entre la crête de la paroi rocheuse et la surface en-dessous. Ces courbes montrent qu'il y a une différence moyenne de 24 mètres entre l'actuelle surface et le pied de la paroi.



En faisant un calcul d'approximation, on a

$$V = L \times l \times h$$

où V est le volume en m³, L la longueur de la surface horizontale (m), l sa largeur (m) et h sa hauteur (m). On obtient un volume d'environ 3700 m³. (13x12x24)

Ce bloc n'a pas été identifié en aval et nous ne savons pas s'il s'est détaché et est resté en un seul morceau ou s'il s'est fragmenté. Cependant, un bloc qui se trouve juste en-dessous de l'ouverture pourrait en être un morceau (voir annexe 3). La mesure sur le terrain de ce bloc n'est pas possible mais il est évident que son volume est inférieur aux estimations précédentes.

Figure 20. Estimation de l'épaisseur du bloc qui s'est décroché entre 1949 et 1960. En rouge, le profil préservé à la limite actuelle de la paroi ; en bleu, le profil à travers la topographie actuelle après effondrement. Le trait en pointillés noir modélise le sommet du bloc tel qu'il a pu être.

4.1.2. Découpage de structures gravitaires et carte géomorphologique

Les observations de terrain et les photo-interprétations d'images satellites et aériennes ont menées à deux principaux résultats : un découpage de la partie haute de la crevasse rocheuse en plusieurs structures interconnectées et la réalisation d'une carte géomorphologique à l'échelle du versant.

4.1.2.1. Un emboîtement de structures de tailles et de volumes variés

La figure 20 illustre cet emboîtement de structures les unes par rapport aux autres. La structure dans laquelle toutes les autres se situent est marquée du n°1, elle correspond au découpage hérité par le système de faille qui passe à proximité de la crevasse. Ce système de faille est caractérisé par de grandes surfaces sub-planaires et l'une d'entre elles passe au-dessus de la crevasse. La figure 21, où le découpage est reproduit sur l'ombrage du MNT THRS, permet de bien repérer ce découpage tectonique. Certaines de ses portions ne sont directement observables (en pointillés sur la figure) mais cette faille se prolonge

vers le sud-ouest jusqu'à se brancher sur la faille active de la Rémuaz (voir figure 22), et son expression morphologique suggère une activité tectonique récente. La faille qui se trouve en-dessous de la fracture est un peu plus complexe à comprendre car sa prolongation se perd dans les pentes d'éboulis. Les relations topologiques entre la crevasse, la faille et la paroi en cours d'éroulement permettent cependant d'identifier les points de branchement entre ces différents éléments géométriques. Elles permettent ainsi de définir un grand dièdre rocheux.

La seconde structure, caractérisée par la rupture que nous avons datée par la méthode des nucléides cosmogéniques, correspond à la mise en mouvement d'un bloc par rapport à un autre. En effet,



Figure 21. Découpage de structures d'échelles variées au niveau de la crevasse NE. 1) Fractures planaires. 2) Rupture datée. 2) Crevasse SO non datée. 3) Blocs découpés raccordés à la rupture. 4) Bloc unitaire.*

l'ouverture de la crevasse signifie qu'il y a un paquet qui a glissé alors que l'autre restait immobile. Cette contrainte chronologique permettra d'en apprendre davantage sur la dynamique de mouvement de cette structure.

De petites fractures faiblement ouvertes en surface se sont développées au sein de la structure 2, ce sont les structures d'échelle 3. Leurs ouvertures sont inférieures à un mètre et se prolongent en profondeur. Des mesures de terrain ont permis de mettre en évidence que la profondeur de certaines fractures est d'au moins 17 mètres. Le bloc étudié lors de l'étude diachronique (figure 19) pourrait correspondre à ce type de structures. Ces petites fractures qui fragilisent la structure sont des éléments à surveiller en cas d'activité tectonique importante. En effet, elles représentent un risque potentiel pour la vallée d'Argentière car elles découpent des blocs qui pourraient, en cas de séisme, se détacher et causer de lourds dégâts.

Enfin, l'échelle la plus petite de cette zone est celle des blocs unitaires (échelle 4). Ces blocs peuvent être de volumes variés et plus ou moins stables. Ils peuvent résulter de la chute de blocs d'échelle 3, comme celui qui s'est décroché entre 1949 et 1960, ou être lié à la fracturation héritée. Là encore, en cas de secousse sismique, ils pourraient être les premiers à chuter le long des pentes, et induire un risque

pour la population et les infrastructures. Ces risques de chutes de blocs (inférieurs à 100 m³) au niveau de la crevasse ont été étudiés par L. Tavernier (2020).

Finalement, ce que montrent ces emboîtements de structures gravitaires c'est qu'en cas de réactivation de l'activité sismique liée aux failles de la Rémuaz ou de Vallorcine, un de ces quatre types de structures pourrait se désolidariser et entraîner avec elle des blocs pouvant aller de 1 m³ à plusieurs dizaines de milliers de m³.

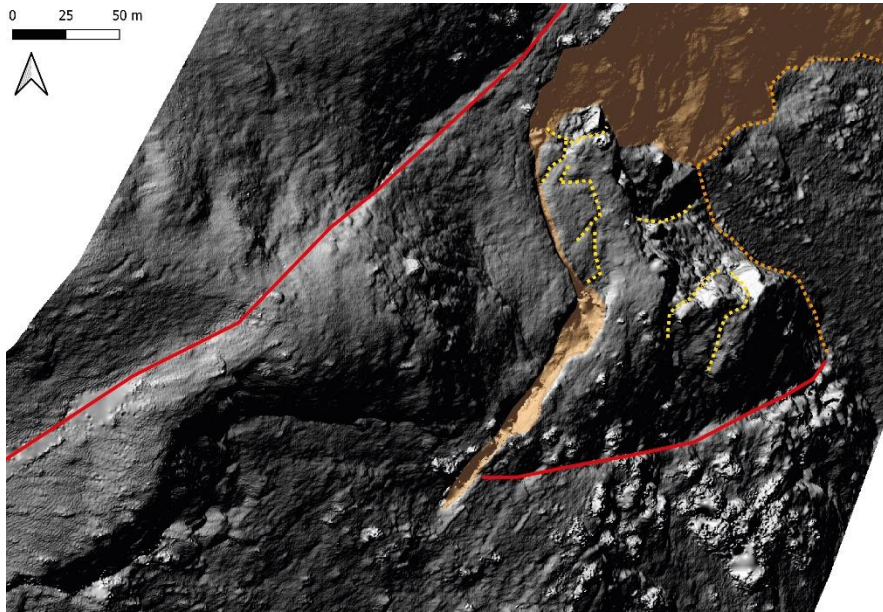


Figure 22. Reproduction du découpage des structures sur l'ombrage du MNT THRS.

4.1.2.2. La carte géomorphologique

Un des objectifs du stage était de réaliser une cartographie géomorphologique du site d'étude. La faire à l'échelle de la crevasse rocheuse n'aurait pas eu de sens car cela n'aurait pas permis de comprendre tous les processus en jeu, ni d'intégrer les dynamiques glaciaires aux dynamiques gravitaires. C'est pourquoi, la carte (figure 23) s'étend du col des Montets au nord jusqu'au téléphérique de la Flégère au sud. A l'ouest, la carte suit la ligne de crête qui va de l'Aiguille du Belvédère à l'Aiguille de Mesure en passant par l'Aiguille de la Tête Plate et l'Aiguille de l'Encrenaz. A l'est, la commune d'Argentière fait office de limite. Par conséquent, l'échelle à laquelle la cartographie est présentée est plus grande que les 1 : 10 000 préconisés pour l'utilisation du système de légende de l'IGUL. Cependant, la résolution des documents utilisés permet de zoomer sans perdre en qualité.

Cette carte géomorphologique se découpe en deux parties : l'amont caractérisé par l'érosion glaciaire et les processus périglaciaires, et l'aval, où les dynamiques gravitaires sont majoritaires. La séparation de ces deux zones se fait à proximité du passage de la faille de la Rémuaz, qui traverse le versant depuis le col des Montets jusqu'au chalet des Chéserys. Cependant, de nombreux couloirs d'éboulis se trouvent dans la zone amont et marquent la présence de pente instables.

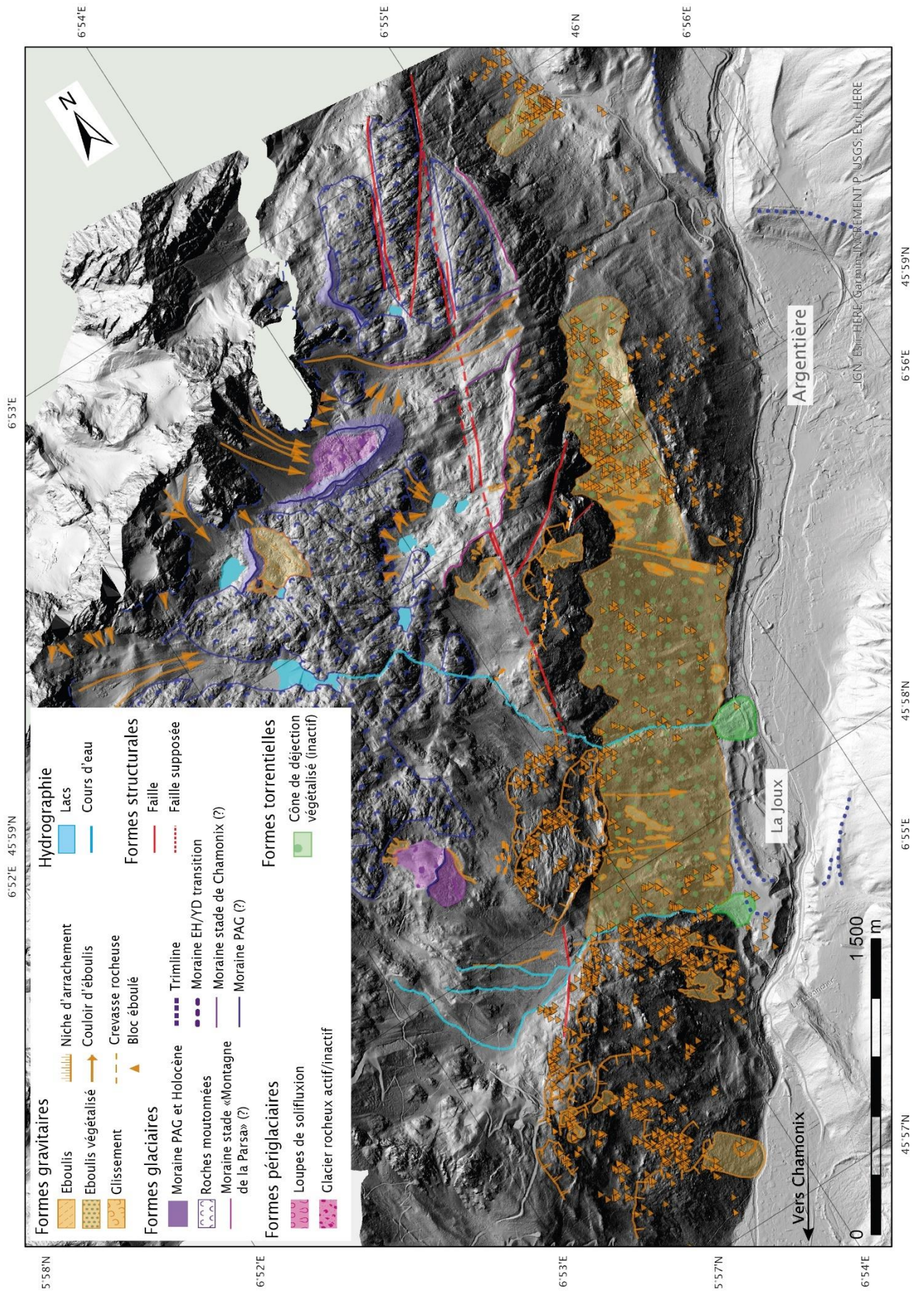


Figure 23. Carte géomorphologique de la zone d'étude.

Dans la partie amont, plusieurs formations morainiques sont visibles à des altitudes variées. Nous ne disposons pas d'âges exacts pour ces moraines car elles n'ont pas été datées, mais nous pouvons leur attribuer des âges relatifs. La formation morainique la plus ancienne, symbolisée par un trait continu rose parallèle à la faille de la Rémuaz, pourrait correspondre à ce que Wetter a appelé le stade « Montagne de la Parsa » (1989). Le stade suivant correspondrait au stade de « Chamonix » (Wetter, 1989 ; Lucéna & Ballandras, 1999 ; Coutterand, 2010), représenté sur la carte par le trait continu violet clair perpendiculaire au cordon morainique du stade précédent. La formation du deuxième stade vient couper celle du premier, ce qui nous permet de dire qu'il s'est bien déposé après. Un dernier stade glaciaire a été identifié pour les cordons les plus proches de la trimline. Ils se trouvent le plus haut en altitude et n'ont pas été remaniés, ce qui laisse supposer qu'ils ont été déposés en dernier. Ces formations correspondraient à un dernier recul des glaciers de versant au moment du Petit Age Glaciaire. La formation morainique se trouvant la plus au sud, surplombant les niches d'arrachement du Bois de la Trappe, est plus complexe à estimer. Bien qu'elle soit située plus bas en altitude que les moraines du PAG, elle ne semble pas provenir du stade « Montagne de la Parsa » ni du stade de « Chamonix ». Elle pourrait être la relique d'un glacier indépendant qui se serait logé dans ce creux topographique au moment du Petit Age Glaciaire.

On ne retrouve pas ces différents stades dans la vallée d'Argentière car l'appareil glaciaire qui opérait alors était celui de l'Arve. Les différentes moraines qui ont été déposées au niveau de La Joux et de Lognan ont été datées par Protin et al. (2019) qui trouvent des âges compris entre 10.4 ± 0.4 ka et 13.2 ± 0.4 ka, soit la période de transition entre l'Holocène inférieur et le Younger Dryas.

Les roches affleurantes présentes dans cette partie du versant ont pour la plupart été polies suite au passage d'un glacier. Ces roches moutonnées, caractéristiques de l'activité sous-glaciaire, ont des stries allant d'ouest en est, ce qui irait dans le sens de l'hypothèse des glaciers de versant. Il arrive cependant que les stries aillent dans le sens nord sud, ce qui pourrait avoir marqué le passage d'un glacier à une période antérieure.

Nous avons également noté la présence de deux formes périglaciaires qui, bien que n'ayant pas été étudiées sur le terrain, nous ont semblé être des glaciers rocheux inactifs. Ces glaciers pourraient avoir été actif au cours du PAG, ce qui expliquerait leur forme si bien conservée et l'altitude à laquelle ils se trouvent. En aval du glacier rocheux le plus au sud, la topographie évoque la présence de loupes de solifluxion, correspondant au déplacement de la couche superficielle du sol. Ces processus de déformation lente (de l'ordre de quelques centimètres par an) du sol peuvent prendre l'apparence de fluage de moraine, ce qui pourrait être le cas sur notre terrain. Il arrive que de grands lobes de solifluxion soient à la limite entre la loupe de solifluxion et le glacier rocheux.

Concernant les dynamiques gravitaires, nous avons observé plusieurs processus à l'œuvre. Ce qui apparaît clairement lorsqu'on s'intéresse au massif des Aiguilles Rouges, c'est la multitude de couloirs d'éboulis au pied des parois rocheuses. On retrouve ces couloirs dans les pentes raides en-dessous de la trimline mais également à proximité des lacs et au niveau des crevasses rocheuses. Ces éboulis indiquent qu'ils se trouvent dans des zones d'instabilités de parois rocheuses qui peuvent se fragmenter pour plusieurs raisons. La géologie par exemple, va jouer le rôle de prédisposant. La lithologie et la structure des roches, sont des facteurs passifs d'instabilité. Le régime hydrologique peut également déclencher des chutes de blocs ou une forte éboulisation. Des épisodes pluvieux intenses ou la fonte du couvert neigeux vont amener l'eau à s'immiscer dans les fissures du rocher, entraînant une augmentation de la pression hydraulique et menant parfois jusqu'à la rupture. La dégradation du permafrost peut également être évoquée comme un facteur déclenchant. Cependant, ces facteurs se combinent généralement pour donner un processus complexe de fragilisation des parois rocheuses.

La crevasse rocheuse que nous avons étudiée fournit les pentes qu'elle surplombe en matériel rocheux qui se détache des parois de son compartiment inférieur. En effet, de nombreux couloirs d'éboulis voire d'éboulements se trouvent juste en-dessous. Il en est de même pour l'éperon rocheux associé au

Westphalien qui affleure au niveau du Béchar. Dans son étude de modélisation de chutes de blocs, Tavernier (2020) avait estimé que cette formation constituait une barrière naturelle qui protégeait la vallée d'éventuels décrochements rocheux. Cependant, ce que nous avons constaté sur le terrain c'est que bien qu'elle protège des blocs venant de l'amont, elle était elle-même productrice de blocs qui venaient ensuite s'écraser sur les pentes plus en aval. La figure 24 montre quelques-uns des blocs que nous avons rencontré en suivant le chemin qui traverse cet éperon. De nombreux blocs d'un volume pluri métrique ont ainsi été identifiés sur des pentes qui paraissaient ne pas être sujettes aux chutes de blocs. Les photos D et E ont été prises dans le secteur de la Montagne de la Flégère.

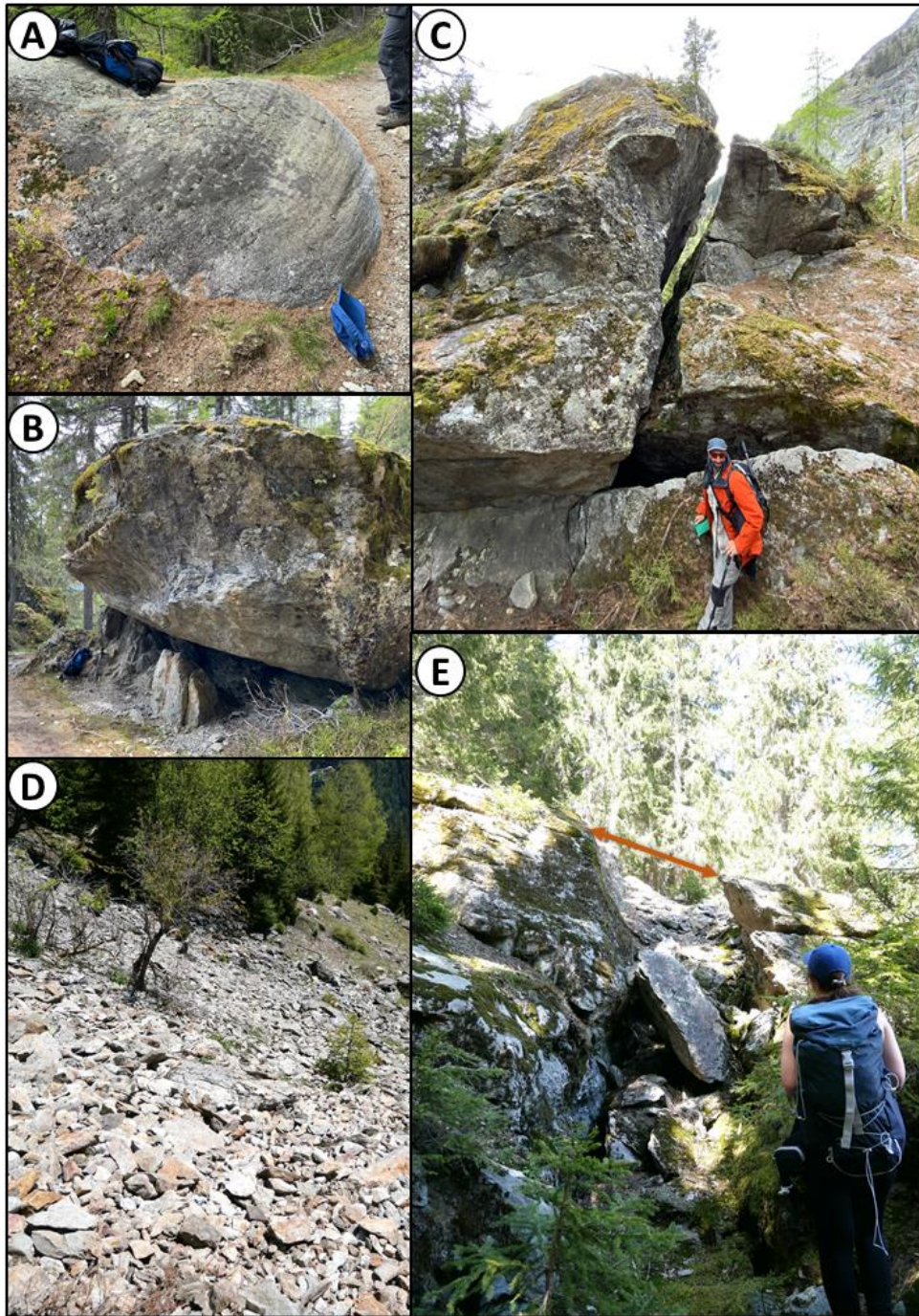


Figure 24. Planche de photos illustrant les morphologies sur le terrain. A) Affleurement de gneiss avec stries et cannelures érodé par le passage d'un glacier. B) Bloc de gneiss reposant sur un substratum rocheux avec une foliation sub-verticale. C) Bloc de gneiss fracturé d'environ 25 000 m³ de volume. D) Aspect de l'éboulis dans la zone d'instabilité où les vitesses de déplacement InSAR sont les plus rapides (voir figure 10). E) Fracture ouverte du substratum (la flèche orange montre l'ouverture).

Les triangles orangés représentent d'ailleurs des blocs unitaires ayant été détectés à l'œil nu sur les images aériennes ou satellites. Ces blocs se regroupent autour de quelques zones en particulier comme sous la partie amont de la crevasse rocheuse, la zone d'instabilité du Bois de la Trappe ou encore la zone où se situe le téléphérique de la Flégère tout au sud de la carte. Ces deux dernières zones sont caractérisées par une activité de déformation importante influençant la topographie. Tout d'abord, surplombant La Joux il y a ces niches d'arrachement formées d'escarpements et de contre-escarpements. Le profil P5 (figure 31), montre la succession de déformations gravitaires au sein de la plus grande déformation, mettant en évidence l'existence d'une masse glissée. La faille de la Rémuaz traverse cet ensemble complexe, même si elle se perd au milieu. Ensuite, au niveau du téléphérique de la Flégère, le terrain est de nouveau marqué par de nombreuses niches d'arrachement, sans qu'il y ait cette fois l'évidence d'un paquet glissé. Nous avons qualifié cette zone comme étant affectée par des ruptures rétrogressives. Le sommet de la pente est davantage affecté que le reste, les déformations sont plus marquées et leur emboîtement est plus net. Le profil P3 (figure 29) traverse cette zone et permet de mieux comprendre les dynamiques gravitaires responsables de cette morphologie. Un glissement de terrain surplombant le golf des Tines est également visible sur l'ombrage du MNT.

Cette partie aval du versant correspond également aux vitesses de mouvement les plus rapides enregistrées par André et al. (2021) avec notamment 7 à 8 mm/an au niveau du téléphérique de la Flégère, et 3 à 4 mm/an au niveau de la crevasse rocheuse (figure 10).

4.2. Nucléides cosmogéniques

Cette partie décrit les résultats obtenus pour les vingt échantillons prélevés dans notre zone d'étude pour caractériser les dynamiques glaciaire et gravitaire. Dans un premier temps, les caractéristiques des échantillons seront données puis les âges seront discutés. La notion du calcul d'héritage sera précisée ainsi que des reconstitutions de la paléo topographie de la crevasse rocheuse.

4.2.1. Estimation de l'âge d'exposition et du taux d'érosion

Nous avons recueilli vingt échantillons qui se répartissent au niveau des crevasses rocheuses NE et SO, à Tré-le-Champs le Haut et Tré-le-Champs le Bas, et un échantillon au niveau du verrou des Houches. Le tableau 1 résume les caractéristiques de ces échantillons.

L'étape du calcul des âges d'exposition à partir des concentrations se fait sur le calculateur en ligne CREp. Il faut au préalable remplir un tableau avec les informations suivantes : le nom de l'échantillon, ses données géographiques (latitude, longitude, altitude), la concentration obtenue pour l'échantillon, l'erreur associée, l'écrantage associé, la densité de la roche et son épaisseur, et le taux d'érosion retenu pour la zone. Nous avons considéré que l'érosion était nulle au niveau des zones échantillonnées car les stries glaciaires sont encore visibles et qu'à l'échelle qui nous intéresse elle n'est pas significative. Les résultats obtenus sont illustrés dans le tableau 2.

Tableau 1. Caractéristiques géographiques, type, épaisseur, distance par rapport au sommet et facteur d'écrantage sont donnés pour chaque échantillon. Ces données ont servi pour calculer les âges d'exposition.

Site name	Sample name	Sample type	Latitude (°)	Longitude (°)	Elevation (m)	Sample thickness (cm)	Distance to top (m)	Shielding factor
Crevasse NE (P1)	AIG20-1	Scarp	45,9827	6,9101	1952	4	0,3	0,58
	AIG20-2	Scarp	45,9827	6,9101	1950	4	1,8	0,58
	AIG20-3	Scarp	45,9827	6,9101	1949	4	3,3	0,58
	AIG20-4	Scarp	45,9827	6,9101	1949	4	4,3	0,58
	AIG20-5	Scarp	45,9827	6,9101	1949	7	4,3	0,58
	AIG20-6	Scarp	45,9827	6,9101	1947	6	6,6	0,58
	AIG20-7	Glacially polished surface	45,9819	6,9102	1895	4		0,68
Tré-le-Champ le Haut	AIG20-8	Glacially polished surface	46,0010	6,9255	1512	4		0,53
	AIG20-9	Glacially polished surface	46,0017	6,9256	1521	4		0,61
Crevasse SO	AIG20-10	Glacially polished surface	45,9783	6,9047	1943	2,5		0,88
	AIG20-11	Glacially polished surface	45,9782	6,9045	1947	4		0,88
	AIG20-12	Glacially polished surface	45,9789	6,9057	1930	3		0,93
	AIG20-13	Glacially polished surface	45,9788	6,9044	1928	3		0,93
Tré-le-Champ le Bas	AIG20-14	Glacially polished surface	45,9950	6,9259	1439	3		0,68
	AIG20-15	Glacially polished surface	45,9949	6,9247	1472	4		0,79
Crevasse NE (P2)	AIG20-16	Scarp	45,9824	6,9102	1940	3	2,1	0,58
	AIG20-17	Scarp	45,9824	6,9102	1938	4	3,5	0,58
	AIG20-18	Scarp	45,9824	6,9102	1937	4	5,0	0,58
	AIG20-19	Scarp	45,9823	6,9103	1936	3	6,9	0,58
Les Houches	AIG20-20	Glacially polished surface	45,8973	6,7821	1038	4		0,63

Tableau 2. Données cosmogéniques ayant permis le calcul des âges en fonction des concentrations. (a) L'incertitude corrigée du blanc du ratio $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ prend en compte l'incertitude analytique et l'incertitude liée à l'échantillon blanc. (b) L'incertitude analytique prend en compte l'erreur machine du SMA (1%), l'erreur de mesure et l'erreur sur les standards. Les âges d'exposition du tableau ne sont pas corrigés de l'héritage.

Sample name	Quartz weight (g)	Spike mass Be (g)	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio corrected (10^{-14})	Uncertainty $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio corrected (10^{-14}) ^(a)	^{10}Be concentration (at.g ⁻¹)	Uncertainty (at.g ⁻¹)	Age (ka)	External uncertainty (ka)	Internal uncertainty (ka)
AIG20-1	11,9590	0,5037	6,8716	0,26	193031	7446	17.51	1.01	0.65
AIG20-2	9,7513	0,4995	0,9205	0,18	31447	5980	3.01	0.59	0.57
AIG20-3	14,7246	0,4988	0,8576	0,17	19375	3856	1.84	0.38	0.37
AIG20-4	11,2272	0,5148	0,6094	0,19	18636	5810	1.76	0.57	0.56
AIG20-5	16,2446	0,5108	0,4946	0,23	10373	4800	1.01	0.46	0.45
AIG20-6	16,3075	0,5000	0,3378	0,16	6908	3223	0.66	0.30	0.30
AIG20-7	18,8729	0,4995	13,3788	0,45	236161	8065	18.87	1.03	0.62
AIG20-8	5,6786	0,5002	2,1929	0,24	128831	14181	17.64	2.03	1.87
AIG20-9	16,0244	0,5010	1,5162	0,19	31615	3872	3.87	0.49	0.46
AIG20-10	15,4276	0,5002	9,3519	0,37	202229	8091	12.07	0.73	0.48
AIG20-11	18,1923	0,4996	11,5886	0,40	212257	7404	12.79	0.72	0.43
AIG20-12	17,7517	0,5003	10,6345	0,38	199895	7245	11.51	0.64	0.40
AIG20-13	28,5102	0,5002	x	x	x	x	x	x	x
AIG20-14	13,1269	0,5004	4,8682	0,28	123771	7168	13.87	0.99	0.78
AIG20-15	4,0621	0,5008	1,9677	0,22	161798	18490	15.45	1.83	1.71
AIG20-16	14,7826	0,5157	0,7105	0,15	16532	3535	1.56	0.34	0.34
AIG20-17	13,6038	0,5004	0,9643	0,15	23656	3622	2.25	0.36	0.35
AIG20-18	20,0499	0,5023	0,9855	0,21	16466	3563	1.56	0.35	0.34
AIG20-19	19,8773	0,5011	0,5962	0,18	10024	3092	0.95	0.29	0.29
AIG20-20	8,8175	0,5013	2,6869	0,28	101883	10730	17.00	1.89	1.74

	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (10^{-15}) ratio ^(b)	Uncertainty (%)
Blank BKGRE_131:	7,67	15,1
Concentration Spike :	998	ppm
Uncertainty Spike :	3,5	ppm
Uncertainty spike mass :	0,0001	g

L'échantillon 13 est nul car la mesure n'a pas abouti.

4.2.2. Résultats pour les morphologies glaciaires

Les échantillons 7 à 15 et l'échantillon 20 sont issus de polis glaciaires et permettent de préciser la chronologie du retrait glaciaire dans la vallée et sur le versant des Aiguilles Rouges. Pour ces échantillons-là, nous avons considéré que l'héritage antérieur au retrait glaciaire était nul. En effet, l'érosion glaciaire est très efficace et a érodé des épaisseurs de roches supérieures à la profondeur de pénétration des isotopes cosmogéniques. Même chose pour l'érosion post retrait car les morphologies glaciaires générales ont été conservées, même si les stries ont bien souvent été effacées par une érosion limitée qui n'est pas significativement importante pour l'échelle de temps qui nous intéresse.

L'échantillon AIG20-7 a été prélevé sur un poli au niveau de la crevasse amont et permet de comparer les dynamiques glaciaire et gravitaire dans cette zone. Les échantillons AIG20-10 à 13 se trouvent à proximité de la crevasse rocheuse SO et ont été prélevés sur des polis glaciaires coupés par la rupture (tableau 1).

L'échantillon AIG20-9 a une concentration en ^{10}Be de $31\,615 (\pm 3\,872)$ at.g^{-1} correspond à un âge d'exposition de 3.9 ± 0.5 ka, ce qui est très faible comparé aux autres échantillons. Nous avons considéré qu'il n'était pas cohérent avec le reste des morphologies glaciaires et l'avons donc écarté. Cela peut être lié à un problème lors de l'échantillonnage ou au rajeunissement dû à l'affleurement. AIG20-8, situé à proximité, à une concentration en ^{10}Be de $128\,831 (\pm 14\,181)$ at.g^{-1} donnant un âge de 17.6 ± 1.9 ka.

Les autres échantillons ont des concentrations comprises entre $123\,771 (\pm 7\,168)$ at.g^{-1} donnant un âge de 13.9 ± 0.8 ka (AIG20-14) et $236\,161 (\pm 8\,065)$ at.g^{-1} correspond à un âge de 18.9 ± 0.6 ka (AIG20-7). L'échantillon AIG20-20 situé le plus au sud de la vallée a une concentration en ^{10}Be de $101\,883 (\pm 10\,730)$ at.g^{-1} , ce qui donne un âge d'exposition de 17.0 ± 1.7 ka. L'âge le plus récent est celui de l'échantillon AIG20-12 avec une concentration en ^{10}Be de $199\,895 (\pm 7245)$ at.g^{-1} donnant 11.5 ± 0.4 ka. AIG20-7 est l'échantillon avec l'âge d'exposition le plus ancien.

4.2.3. Résultats pour les morphologies gravitaires

4.2.3.1. Ages bruts d'exposition

Dix échantillons ont été prélevés le long de la crevasse rocheuse pour déterminer les dynamiques gravitaires de cette fracture. Les âges des échantillons prélevés le long de l'escarpement sommital (AIG20-1 à AIG20-6 et AIG20-16 à AIG20-19) diffèrent de ceux des polis car ils sont beaucoup plus récents. Pour ces échantillons-là, nous avons calculé les âges sans et avec prise en compte de l'héritage.

L'échantillon AIG20-1 a été prélevé à 30 cm de la surface le long du profil P1 (voir table 1 et figure 25). Il a une concentration en ^{10}Be de $193\,031 (\pm 7\,446)$ at.g^{-1} et donne un âge d'exposition de 17.5 ± 0.7 ka. Les échantillons suivant de ce même profil ont des concentrations comprises entre $31\,447 (\pm 5\,980)$ at.g^{-1} donnant un âge de 3.0 ± 0.6 ka (AIG20-2) et $6\,908 (\pm 3223)$ at.g^{-1} donnant un âge de 0.7 ± 0.3 ka (AIG20-6). Les échantillons 2 à 6 ont été pris à 1,8 – 3,3 – 4,3 – 6,6 m de la surface, respectivement. AIG20-4 et AIG20-5 se trouvent à la même hauteur.

Pour le profil P2, l'échantillon le plus ancien est le second situé à 3,5 m de la surface (AIG20-17) avec une concentration en ^{10}Be de $23\,656 (\pm 3\,622) \text{ at.g}^{-1}$ correspondant à un âge d'exposition de $2.3 \pm 0.4 \text{ ka}$. Les échantillons AIG20-18 et AIG20-19 ont des concentrations plus faibles et des âges plus récents avec respectivement $1.6 \pm 0.3 \text{ ka}$ et $1.0 \pm 0.3 \text{ ka}$. Ils sont situés à 5,0 et 6,9 m de la surface. L'échantillon AIG20-16, le plus proche de la surface (2,1 m), a un âge d'exposition de $1.6 \pm 0.3 \text{ ka}$ pour une concentration en ^{10}Be de $16\,532 (\pm 3\,535) \text{ at.g}^{-1}$.

4.2.3.2. Calcul de l'héritage

La figure 25 illustre l'emplacement des échantillons et les âges calculés sans et avec héritage.

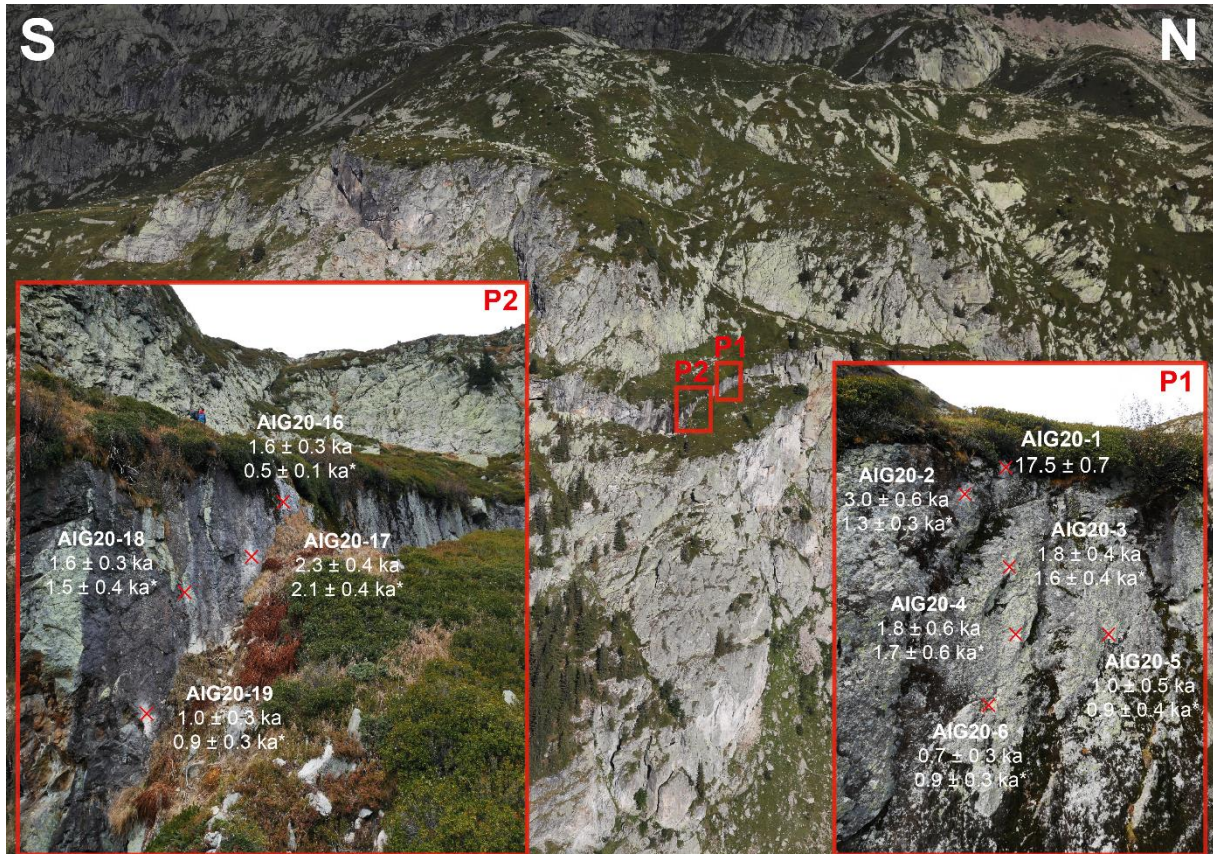


Figure 25. Emplacement des échantillons le long des profils P1 et P2 au niveau de la crevasse rocheuse NE. Les âges avec un astérisque (*) sont ceux obtenus après prise en compte de l'héritage.

Afin de calculer l'héritage associé aux échantillons, il faut d'abord déterminer la profondeur à laquelle se trouvaient ces derniers (figure 26) avant le glissement de la rupture.

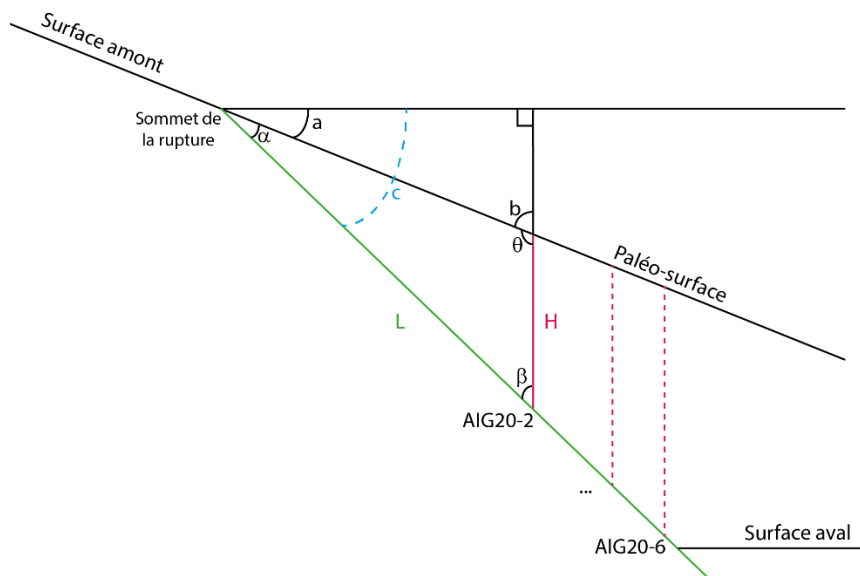


Figure 26. Schéma permettant de calculer la profondeur des échantillons le long du profil P1. Les paramètres suivants sont connus : le pendage du plan de rupture (c), la pente de la surface topographique décalée (\square), et la hauteur du plan de rupture entre la surface topographique amont et l'échantillon (H). l est la distance entre l'échantillon et le sommet.

- $\alpha = c - a$
- $\beta = 90^\circ - c$
- $\theta = 180^\circ - (\alpha + \beta)$

Une fois que tous les angles ont été trouvés et comme on connaît L (distance par rapport au sommet), on peut calculer la profondeur :

$$H = \frac{\sin \alpha \times L}{\sin \theta}$$

Sur la figure 26, l'angle a vaut 25° et a été mesuré sur le profil P1 (figure 32a). L'angle c correspond au pendage du plan de faille mesuré par C. Thomasset (2019) et est égal à 72° .

La figure 32 montre la reconstitution de la paléo-topographie de la crevasse avant son ouverture au niveau du profil P1 (32a) et du profil P2 (32b).

L'étape suivante consiste à calculer le temps d'exposition. Pour cela, on soustrait l'âge de l'échantillon AIG20-2 (deuxième échantillon le plus proche de la surface) à celui de AIG20-1. On se sert du premier échantillon pour calculer l'héritage car l'âge de la déglaciation puisque l'escarpement recoupe une surface polie. On obtient donc 14 500 ans d'exposition entre le retrait glaciaire local et l'âge maximum de début d'apparition de l'escarpement (3.0 ± 0.6 , table 2). Grâce à cette donnée et à un paramétrage de la production locale (taux de production des muons lents et rapides, constante de désintégrations, écrantage, etc.), il est possible d'estimer la quantité d'héritage accumulée en 14 500 ans aux différentes profondeurs des échantillons avant le glissement (voir figure 26).

Nous obtenons les résultats du tableau 3.

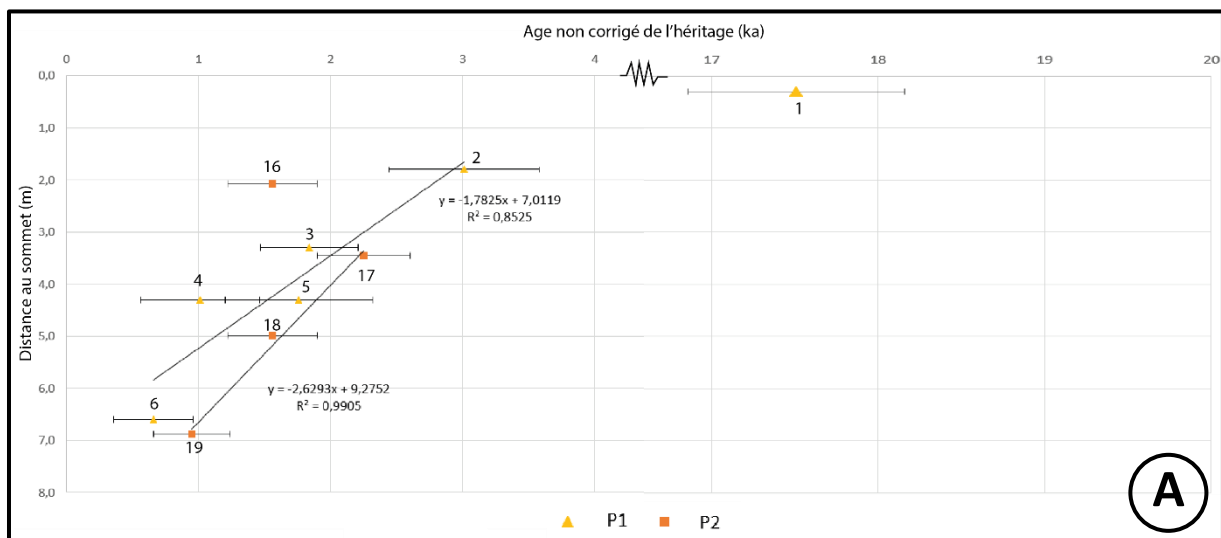
Tableau 3. Calcul de l'héritage dans les concentrations en ^{10}Be des échantillons issus des morphologies gravitaires.

Nom	Profondeur (m)	Concentration ^{10}Be mesurée (at.g $^{-1}$)	Concentration ^{10}Be héritée (at.g $^{-1}$)	Pourcentage héritage (%)	Mesure héritage (at.g $^{-1}$)
AIG-2	1,5	31447	18084	58	13363
AIG-3	2,7	19375	3156	16	16220
AIG-4	3,5	18636	1317	7	17320
AIG-5	3,5	10373	1317	13	9057
AIG-6	5,3	6908	590	6	9783
AIG-16	1,8	16532	11383	69	5148
AIG-17	3	23656	2187	9	21469
AIG-18	4,3	16466	785	5	15681
AIG-19	5,9	10024	541	5	9484

Pour arriver à l'estimation de la concentration correspondant à la production directe depuis l'exposition de l'escarpement (dernière colonne), il faut soustraire la concentration mesurée à la concentration héritée calculée. Ainsi, pour les échantillons AIG20-2 et AIG20-16, tous les deux à moins de deux mètres de profondeur, l'héritage correspond respectivement à 58 et 69% de la concentration mesurée.

Il est important de noter que ces âges obtenus après déduction de l'héritage sont des âges maximums d'exposition. De plus, il est possible de les rajeunir en considérant que le couvert neigeux a pu jouer un rôle significatif en limitant la pénétration des rayons cosmiques dans la roche. Ainsi, les âges sans prise en compte de l'héritage sont des âges maximum, et les âges avec héritage sont des âges minimum.

Les graphes de la figure 27 permettent de comparer les âges avant et après prise en compte de l'héritage dans les concentrations en ^{10}Be .



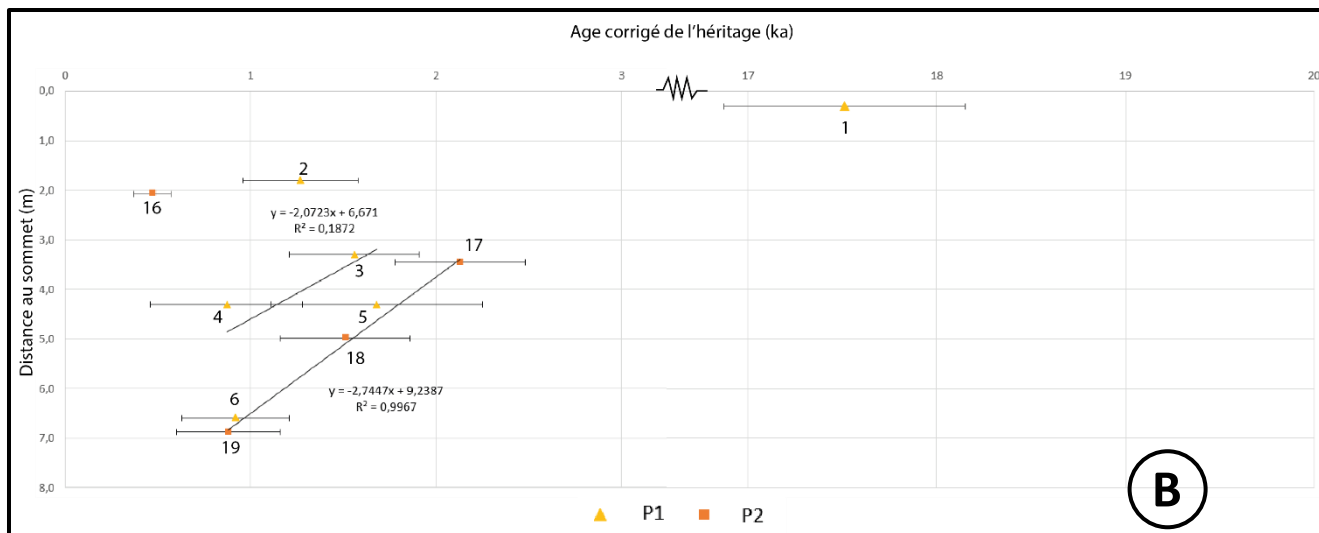


Figure 27. Ages des échantillons issus des morphologies gravitaires sans (A) et avec (B) correction de l'héritage.

4.2.3.3. Profils topographiques et reconstitution de la paléo-topographie de la crevasse

Les cinq profils qui ont été réalisés sur le versant des Aiguilles Rouges ont été placés à des endroits correspondant à des zones d'intérêt issues de la carte géomorphologique et d'autres observations de terrain (figure 28). Sur chaque profil, la lithologie apparaît ainsi que les formes géomorphologiques particulières. Nous avons également ajouté les zones où les vitesses de déplacement InSAR ont été enregistrées (André et al., 2021). Ici, les profils P3, P5 et P6 sont présentés en détail.

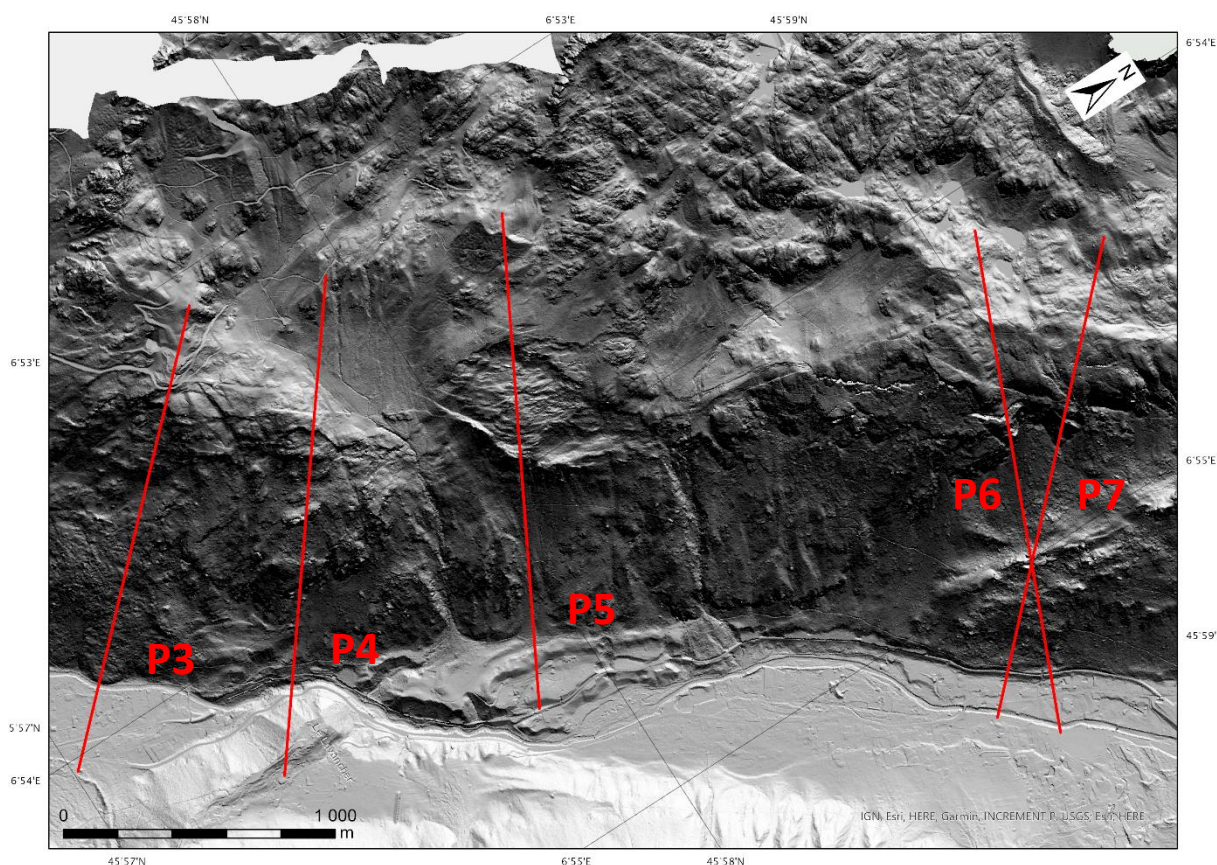


Figure 28. Emplacement des profils topographiques sur le versant des Aiguilles Rouges.

Le profil P3 (figure 29) traverse la zone affectée par des ruptures rétrogressives, diverses niches d'arrachement et le glissement de terrain. Le profil P5 (figure 30) passe par la zone de déformations

gravitaires se traduisant par de nombreux escarpements infra-décimétriques. Le profil P6 (figure 31) part au niveau des roches moutonnées à proximité des Lacs des Chéserys, traverse le tracé de la faille de la Rémuaz, passe par la crevasse rocheuse amont et descend jusqu'à l'Arve en passant par l'éperon rocheux au faciès Westphalien.

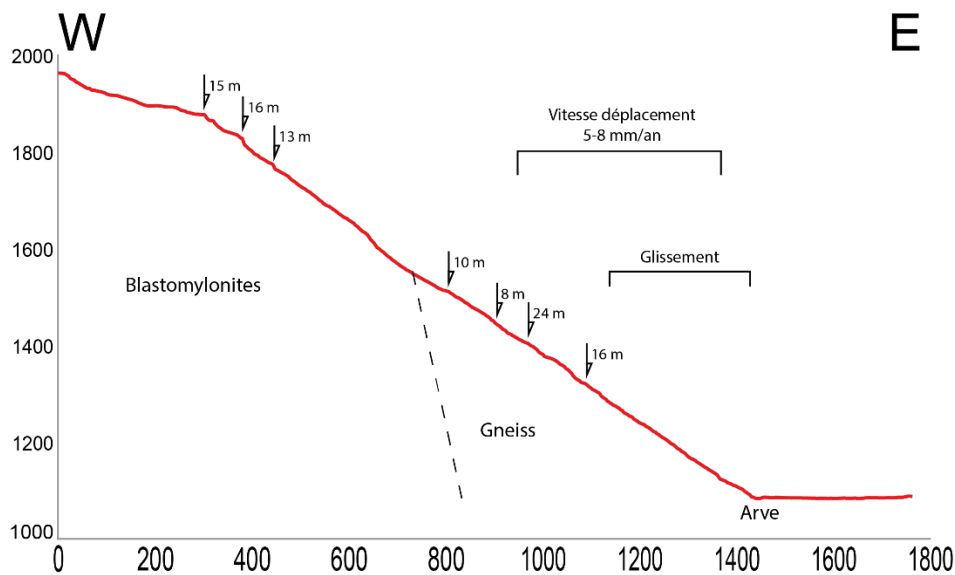


Figure 29. Profil topographique P3 passant par la zone de déformations rétrogressives. Les vitesses de déplacement données sont des vitesses InSAR (André et al., 2021).

Sur la figure 29, on voit que le profil traverse de nombreuses niches d'arrachement, allant de 8 à 24 m. Le versant étudié a une pente constante de 35° , soit une valeur proche de celle du profil d'équilibre pour un éboulis. En termes de lithologie, la carte géologique fait apparaître une zone de contact entre les blastomylonites et le gneiss entre les deux groupes de ruptures gravitaires. Le bourrelet créé par le glissement de terrain vers 1300 m d'altitude et qui flue jusqu'à l'Arve en pied de versant est peu visible sur le profil. Ce profil passe par la zone où André et al. (2021) ont enregistré les vitesses de déplacement les plus rapides, avec des maximums atteignant 7 à 8 mm/an.

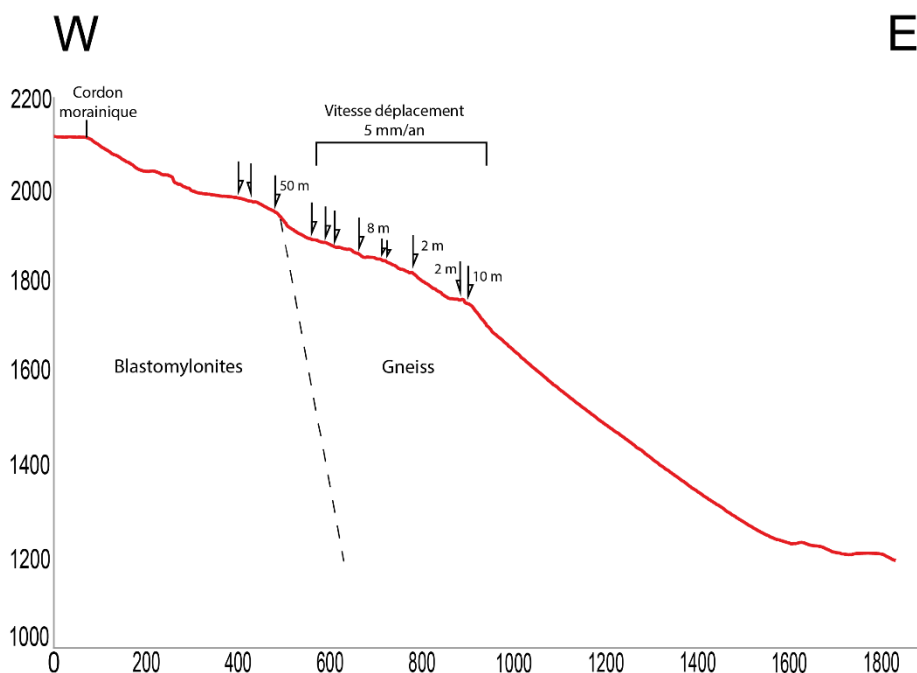


Figure 30. Profil P5 passant par la zone de déformations gravitaires du Bois de la Trappe. Les vitesses de déplacement données sont des vitesses InSAR (André et al., 2021).

Le profil P5 (figure 30) passe par le Bois de la Trappe et descend jusqu'à La Joux. La pente de ce profil est de 23° dans sa partie amont et de 37° dans sa partie aval. Cette différence est notable et le contre-escarpement de 10 m marque le point de basculement entre des pentes modérées et des pentes abruptes. Le profil met également en avant la succession d'escarpements et de contre-escarpements, qui correspondent à la zone où les vitesses de déplacement mesurées par André et al. (20121) sont de l'ordre de 5 mm/an. Pour ce qui est de la lithologie, le profil P5 a la même composition que le profil P3 avec une zone de contact entre les blastomylonites et le gneiss.

Finalement, l'intérêt du profil P6 est de voir les relations amont-aval entre les morphologies glaciaires et gravitaires. La figure 31 montre le résultat obtenu.

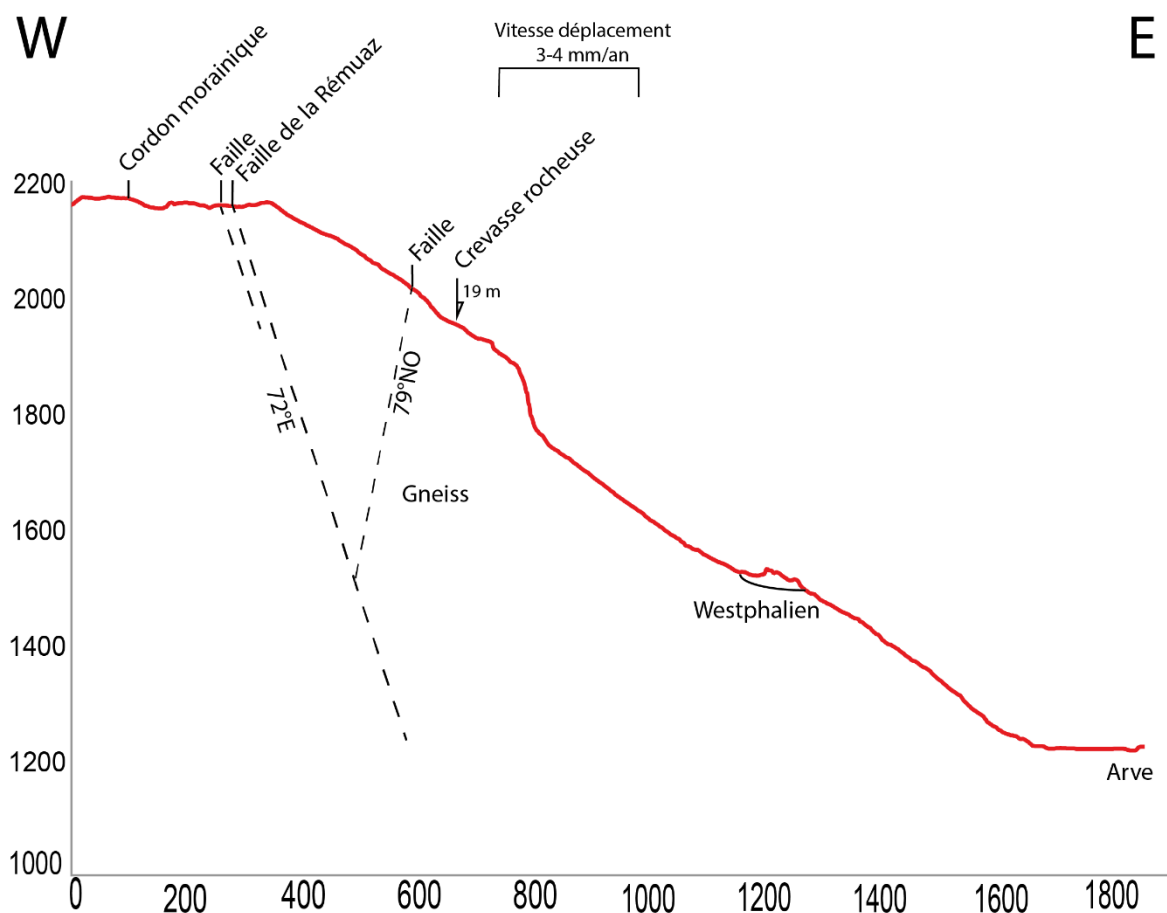


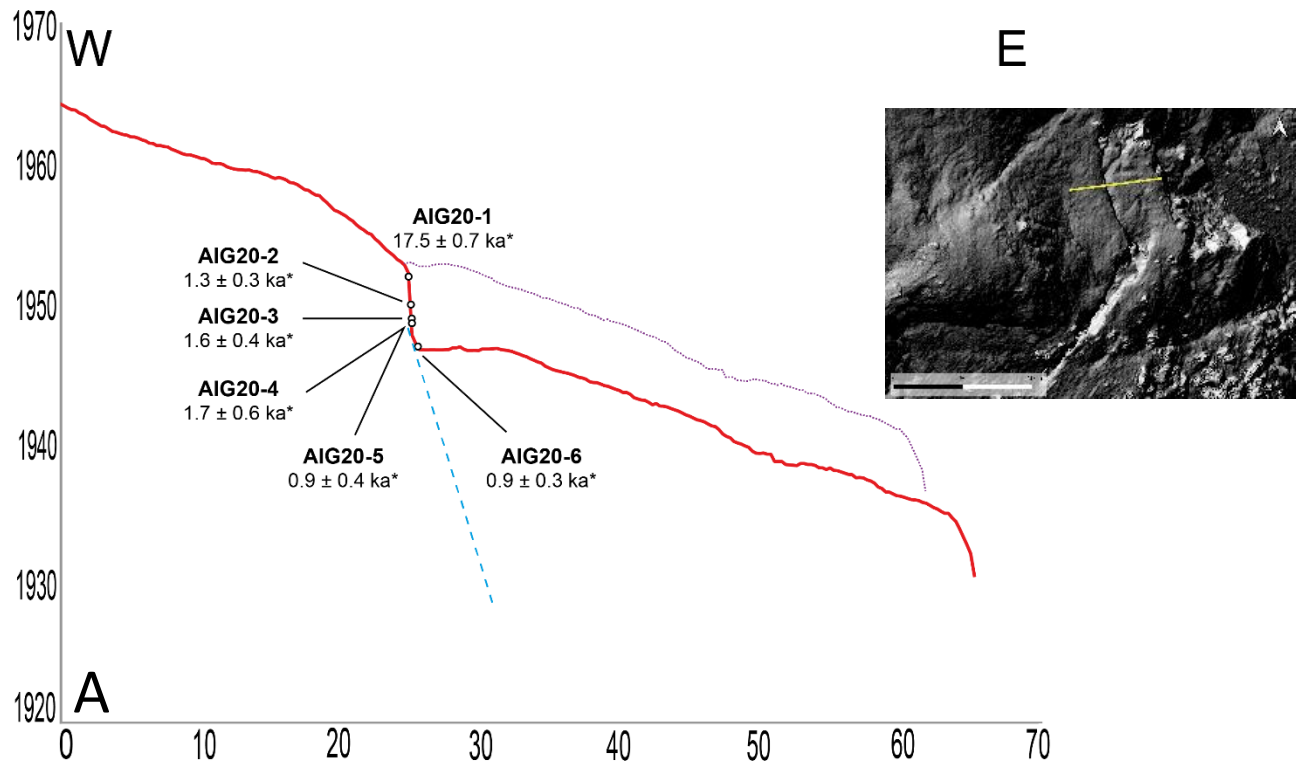
Figure 31. Profil topographique P6 passant par la crevasse rocheuse NE et l'éperon rocheux du Westphalien. Les vitesses de déplacement données sont des vitesses InSAR (André et al., 2021).

Le croisement des deux plans de faille apparaît sur ce profil topographique. Le premier, le plus en amont sur le versant, correspond à la faille de la Rémuaz mesuré par C. Thomasset (2019) avec une direction N15 et un pendage de 72°E. Le second n'appartient à aucun système de faille connu et une direction N52 et un pendage de 79°NO. Ce plan de faille passe par l'Aiguillette d'Argentière et surplombe la crevasse rocheuse. On voit également sur ce profil une rupture de pente d'environ 120 mètres en aval de la crevasse rocheuse et du dièdre. Les pentes du versant se partagent en deux familles : en amont et en aval de la rupture de pente avec en moyenne 35° d'inclinaison et au niveau de la rupture avec 78° de pente.

Le cordon morainique traversé par le profil est celui que nous avons associé au stade « Montagne de la Parsa » issu de la thèse de Wetter (1989). En termes de lithologie, le faciès est principalement gneissique avec une exception au niveau de l'éperon du Béchar où se trouvent les affleurements de Westphalien.

Apparaissent également les vitesses de déplacement enregistrées grâce aux traitements InSAR. Ces vitesses de 3 à 4 mm/an correspondent aux plus faibles que André et al. (2021) enregistrent sur le versant, après avoir écarté les traces de bruit.

Enfin, les profils P1 et P2 réalisés sur le MNT THRS et passant par les deux zones échantillonnées le long de la crevasse rocheuse, nous ont permis d'estimer ce qu'avait pu être la topographie avant que la crevasse ne s'ouvre. Ces résultats sont visibles sur la figure 32a et b.



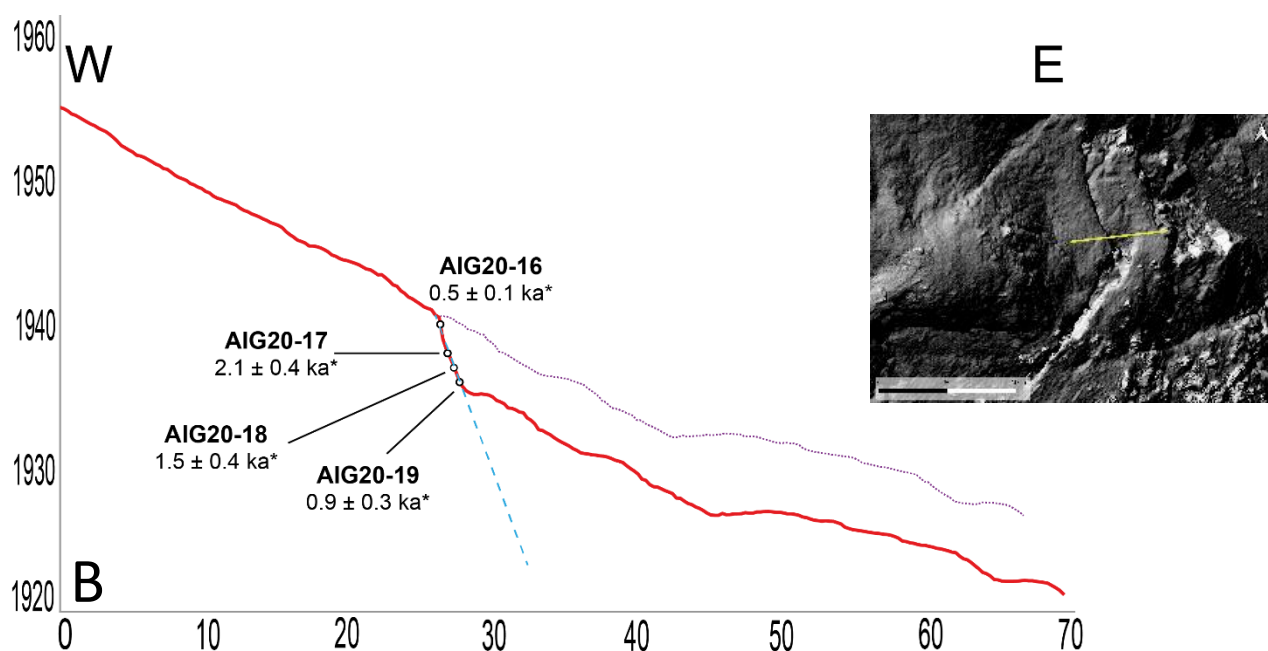


Figure 32. Profils le long de l'escarpement sommital. A) Profil P1. B) Profil P2. Le trait violet en pointillés correspond à la paléo-topographie supposée de la zone avant le mouvement le long de la rupture. Les âges positionnés sur les profils sont corrigés de l'héritage. Le trait bleu clair en traitillés représente le plan de rupture.

Les deux pans échantillonnés ont des profils bien distincts. La rupture de pente du P1 est plus nette que celle de P2.

En résumé de cette partie résultats, nous avons montré le gain de résolution qui a été obtenu grâce au MNT THRS réalisé sur Metashape. Ce MNT nous a été utile pour étudier la crevasse en détail. Lors de l'analyse diachronique, nous avons pu observer le détachement d'un bloc au niveau de la crevasse NE, même si nous ne pouvons pas dire où est-ce qu'il a terminé sa course. Grâce au MNT THRS nous avons pu déterminer que ce bloc avait un volume d'environ 3700 m³. Ensuite, nous avons pu proposer un découpage en structures d'échelles différentes au sein de la zone NE où se trouve la crevasse. Les observations sur les photographies ont été confirmées par les traces géomorphologiques présentes sur le MNT THRS. La carte géomorphologique a mis en avant un découpage des processus glaciaires en amont du versant et des processus gravitaires en aval. Des cordons morainiques non datés nous permettent de donner une chronologie relative à l'histoire glaciaire du massif des Aiguilles Rouges d'Argentière. Côté gravitaire, le versant est caractérisé par de nombreux couloirs d'éboulis et de blocs éboulés, ainsi que des ruptures gravitaires réparties sur la partie SO du versant. Deux zones en particulier montrent les signes de déformations importantes : la zone sous le téléphérique de la Flégère et celle au-dessus du Bois de la Trappe surplombant La Joux. Pour la partie nucléides cosmogéniques, nous avons montré que les âges d'exposition des morphologies glaciaires étaient compris entre 13.9 ± 0.8 ka (AIG20-14) et 18.9 ± 0.6 ka (AIG20-7). Pour les morphologies gravitaires, nous obtenons des âges plus jeunes sauf pour l'échantillon proche de la surface. L'âge de ces échantillons-là a été retravaillé afin d'enlever l'héritage des concentrations en ¹⁰Be obtenues. Une fois l'héritage retiré, nous obtenons des âges compris entre 0.9 ± 0.3 ka (AIG20-5) et 1.7 ± 0.6 ka (AIG20-4) pour le profil P1 et entre 0.5 ± 0.1 (AIG20-16) et 2.1 ± 0.4 ka (AIG20-17) pour le profil P2. Enfin, les trois profils topographiques traversant les zones de déformations gravitaires nous ont permis de mettre en évidence de nombreuses niches d'arrachement et d'escarpements, accompagnés parfois de contre-escarpements et de glissement de terrain. Grâce au travail d'André et al. (2021), nous avons pu rajouter les vitesses de déplacement sur les profils. Sur les dernières figures, le MNT THRS nous a été utile pour essayer de reconstituer la paléo-topographie de la crevasse rocheuse.

5. Discussion

Dans cette partie nous revenons sur les résultats obtenus précédemment. Nous les analysons en fonction des connaissances actuelles sur la zone d'étude afin de comprendre les dynamiques glaciaire et gravitaire en jeu dans les Aiguilles Rouges d'Argentière et leurs relations. Cette partie fait également la synthèse de nos connaissances acquises lors de ce projet de recherche sur les stades glaciaires dans la vallée de Chamonix et propose une interprétation pour notre zone d'étude.

5.1. Apports à la compréhension du retrait glaciaire

Dans la partie amont de la carte géomorphologique, plusieurs formations morainiques d'âges relatifs différents sont visibles. Selon la littérature (Dorthe-Monachon, 1986 ; Wetter, 1989 ; Coutterand et Nicoud, 2005), et d'après les formes observées sur le terrain et sur le MNT, ces formations appartiennent à des glaciers de versants et ont été déposées à des stades glaciaires successifs. Les auteurs décrivent des appareils glaciaires qui se seraient désolidarisés du glacier de l'Arve ou des glaciers du Tour et d'Argentière, et qui auraient exercé leur travail d'érosion et de dépôt sur les flancs du massif des Aiguilles Rouges.

L'hypothèse selon laquelle il y aurait eu l'influence d'un glacier de vallée et de glaciers de versants est appuyée par les âges des morphologies glaciaires que nous avons datées par les nucléides cosmogéniques. Ces derniers sont divisés en deux groupes qui coïncident avec leur positionnement géographique :

- Les âges les plus récents compris entre 11.5 ± 0.4 ka (AIG20-12) et 12.8 ± 0.4 ka (AIG20-10) proviennent de la crevasse SO vers 1940 m d'altitude.
- Les âges les plus anciens compris entre 15.5 ± 1.7 ka (AIG20-15) et 17.6 ± 1.9 ka (AIG20-8) correspondent aux échantillons prélevés entre Tré-le-Champ le Bas et Tré-le-Champ le Haut.

Ainsi, les âges du premier groupe pourraient être les témoins d'appareils glaciaires qui auraient persisté grâce à une topographie et un climat favorable à ce niveau du versant. Les âges du deuxième groupe illustrent le retrait du glacier de vallée (le glacier de l'Arve) au sud du Col des Montets.

L'âge obtenu pour l'échantillon AIG20-7 (18.9 ± 0.6 ka) en aval de la crevasse NE signifierait que cette zone située sur un éperon rocheux n'a pas bénéficié d'une protection glaciaire prolongée comme cela a été le cas pour la crevasse SO. Le glacier de versant qui s'y trouvait s'est retiré quasiment au même rythme que le glacier de vallée.

Les dernières traces des glaciers de versant dans les Aiguilles Rouges correspondent aux moraines que nous avons identifiées comme datant du Petit Age Glaciaire et qui semblent désormais retenir des glaciers rocheux inactifs.

Dans la vallée, Protin et al. (2019) ont estimé que les cordons morainiques au niveau du Planet, sur le versant ouest au nord d'Argentière et sur le versant est au niveau de La Joux, dataient de la transition entre l'Holocène inférieur et le Dryas récent. Ces âges sont appuyés par les datations qu'ils ont effectuées sur les cordons morainiques de La Joux qui oscillent entre 9.7 ± 0.3 ka et 13.2 ± 0.4 ka. La figure 33 est une synthèse représentant les interprétations des positions successives des glaciers de flanc et celui de l'Arve dans la vallée.

Par rapport à ces interprétations, nous estimons que la moraine du stade « Montagne de la Parsa » de Wetter (1989) a moins de 12 ka car le glacier de flanc la recouvre. Cela nous permet de préciser la

chronologie relative de la moraine du stade de « Chamonix » qui, comme elle coupe la moraine « Montagne de la Parsa », est encore plus jeune.

Sur notre figure synthèse, l'épaisseur de la glace au LGM est de ± 600 m au niveau des crevasses. Cela nous permet de conforter l'idée que l'érosion sous-glaciaire a été importante et suffisante pour remettre à zéro l'horloge des nucléides cosmogéniques (où concentration = 0) et de ne pas laisser d'héritage dans nos échantillons de polis glaciaires. L'épaisseur du glacier de vallée varie de ± 700 m entre 18 et 14-15 ka ; nous supposons que la décompression de versant s'effectue à ce moment-là, même s'il y a un délai dans les effets de cette décompression.

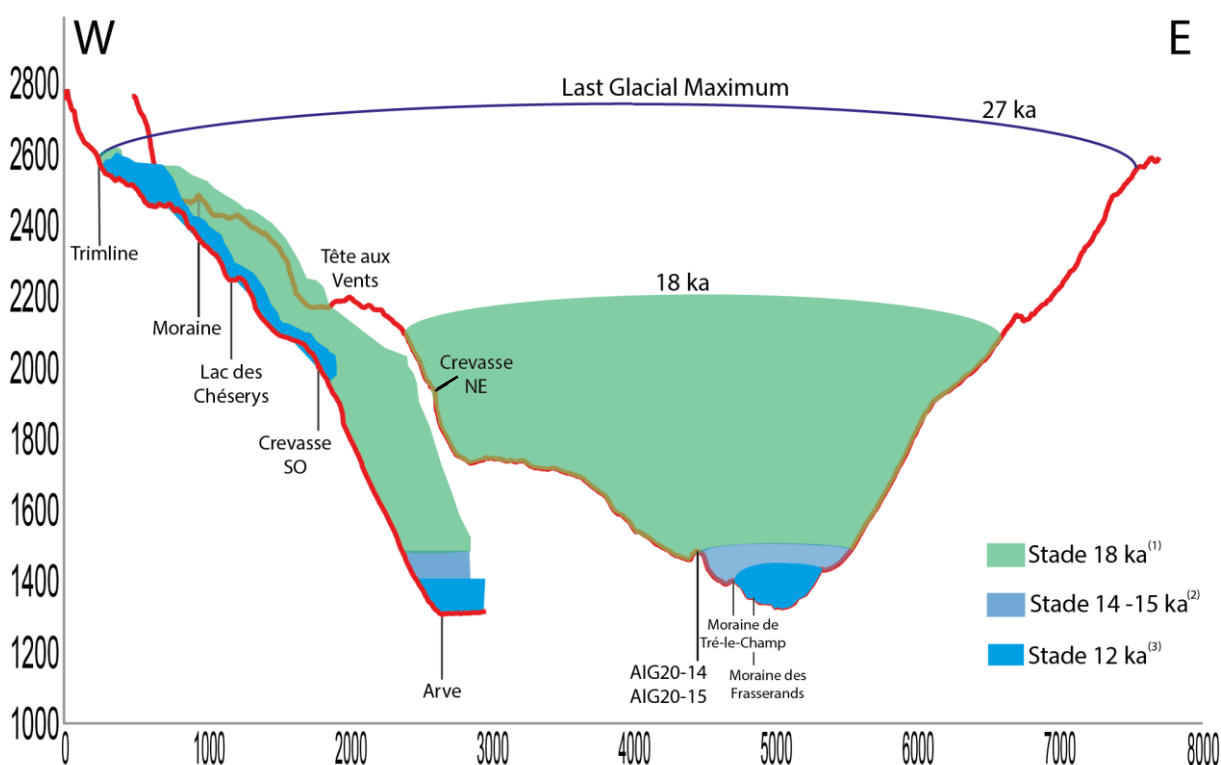


Figure 33. Interprétation de la position des glaciers dans la haute vallée de l'Arve depuis le LGM.

Cependant, notre échantillon AIG20-20 (17.0 ± 1.7 ka) situé au niveau du verrou des Houches pose question par rapport à ce que l'on peut trouver dans la littérature actuelle sur la région. Dans leur article, Coutterand et Nicoud (2005) ont daté un bloc erratique sur un cordon morainique situé entre Combloux et Cordon et ont obtenu un âge de 17.5 ± 0.5 ka. Prud'homme et al. (2020) ont également échantillonné un bloc erratique et un poli glaciaire à Vaudagne afin de contraindre le retrait du glacier des Bossons, et ont obtenu des âges entre 10.1 ± 1.9 ka et 15.7 ± 3.8 ka. Le premier étant plus en aval que l'autre, les âges sont cohérents avec leur position dans la vallée. C'est pourquoi on peut se demander comment est-ce que notre échantillon se place par rapport à ces études et comment est-ce que cela s'explique. Cet âge peut s'expliquer par le site d'échantillonnage qui aurait eu une dynamique glaciaire différente du reste de la vallée par son rôle de verrou. La datation d'autres polis permettrait de lever le doute sur cet échantillon et de mieux contraindre la dynamique glaciaire dans la vallée.

Finalement, les âges que nous avons obtenus dans la vallée correspondent aux stades des « Houches », de « Chamonix » et de « Tré-le-Champ » mentionnés par Dorthe-Monachon (1986), ou au stade de « Chamonix » de Wetter (1989) ou encore à ceux des stades des « Houches » et de « Chamonix » modélisés par Coutterand (2010). Jusque-là, grâce à ces auteurs, nous disposons d'une chronologie relative des dynamiques glaciaires dans la haute vallée de l'Arve ; nous disposons désormais de datations permettant de donner des âges à ces différents stades.

5.2. Apports à la compréhension des dynamiques gravitaires

Cette partie a pour but de répondre à quelques-uns des questionnements que nous avons eu tout au long du mémoire, tels que les liens entre le début de la fracturation de la crevasse rocheuse et la dynamique glaciaire. Ou l'importance des facteurs prédisposants et / ou déclenchants. Ou encore la relation entre les vitesses InSAR enregistrées par André et al. (2021) et les dynamiques passées. Quel lien observe-t-on entre le court terme et le long terme en ce qui concerne les processus gravitaires ?

Parmi les facteurs prédisposants mentionnés dans la partie 1.2.2., la topographie joue un rôle majeur dans les instabilités de versants rocheux. Cette importance est illustrée sur le profil P6 (figure 31), où on peut voir que la rupture s'est produite là où la topographie devient abrupte. La pente le long du versant passe de 35° à 78°, ce qui peut expliquer la rupture et l'ouverture de la crevasse. A l'échelle de la vallée, cette topographie est le résultat des dynamiques glaciaires qui ont créé des zones de faiblesse sur les versants. On peut parler de fatigue de versant de long terme qui favorise les déformations gravitaires.

Sur le plan tectonique, on peut voir sur le profil P6 que le plan de la faille de la Rémuaz n'a ni la même direction ni le même pendage que la rupture, ce qui semble exclure cet héritage tectonique des facteurs causants. Cependant, la seconde faille avec la direction N52 et le pendage de 79NO pourrait coïncider avec la rupture. Ainsi, nous pouvons estimer que l'ouverture de la crevasse n'est pas directement liée à la tectonique de la zone. La rupture gravitaire ne se propage pas autant en profondeur que les plans de failles.

Du point de vue de la pente des versants, on voit sur le profil P3 (figure 29) situé sur la montagne de la Flégère que la pente de cette portion des Aiguilles Rouges est constante et à l'équilibre (35°). Par rapport au profil P6, il n'y a pas de rupture de pente prononcée créant une topographie abrupte. De nombreux escarpement rocheux sont visibles, certains pouvant atteindre jusqu'à 24 mètres, mais ramenés à l'échelle du versant cela reste relativement faible. Dans le même temps, cette zone correspond aux vitesses de déplacement les plus rapides enregistrées par André et al. (2021), allant jusqu'à 8 mm/an. Par conséquent, on peut dire que ces vitesses rapides ne sont pas nécessairement associées à de grands écroulements rocheux ou à des ruptures gravitaires. Il semblerait que les dynamiques gravitaires ayant lieu le long du profil P6 soient davantage superficielles.

Le profil P5 (figure 30) se place entre les deux types de profils précédents. Le profil est divisé en une partie amont avec une pente relativement faible (23°) et une partie aval plus abrupte (37°). On retrouve également de nombreux escarpements rocheux dont une niche d'arrachement atteignant 50 mètres de décalage. Les vitesses moyennes de déplacement enregistrées pour cette zone sont de 5 mm/an et se superposent aux déformations gravitaires du Bois de la Trappe.

Ainsi, les profils P3 et P6 illustrent deux dynamiques contrastées avec d'un côté une pente à l'équilibre, de nombreuses niches d'arrachement distribuées d'amont en aval le long du profil et des vitesses moyennes de déplacement rapides ; et de l'autre des pentes raides, une rupture de pente d'environ 120 mètres et des vitesses moyennes de mouvement plus lentes. Le profil P5 illustre une dynamique plus intermédiaire ou plus en relation avec la tectonique.

En ce qui concerne les datations par les nucléides cosmogéniques, l'échantillon AIG20-16 peut soulever des interrogations car il est le plus jeune. Cette anomalie peut s'expliquer par la localisation de l'échantillon où on peut observer des évidences de recouvrement et d'érosion.

Un autre point à discuter est la question du déclenchement de l'ouverture de la crevasse. Quand on regarde les âges obtenus sur la figure 25 après prise en compte de l'héritage (ceux avec l'astérisque), on remarque qu'ils sont compris entre 1.3 et 2.1 ka dans les parties les plus proches de la surface. Cela veut dire qu'un événement antérieur à 1.3 ka a pu être à l'origine de l'ouverture de la crevasse. Ensuite, il semblerait que le glissement le long du profil se soit fait progressivement car les âges obtenus sont de plus en plus jeunes. Les échantillons AIG20-6 et AIG20-19 affichent le même âge : 0.9 ± 0.3 ka. En considérant l'incertitude associée, la partie basse des deux profils pourrait avoir été exposée aux rayons

cosmiques il y a environ 600 ans. Néanmoins, les datations réalisées par Protin et al. (2019) sur les moraines de La Joux indiquent qu'il n'y a pas eu de gros événement gravitaire depuis au moins 13 ka car elles n'ont pas été déplacées ou déformées.

Cependant, le calcul de l'héritage dans les concentrations en ^{10}Be est un calcul complexe qui nécessite de considérer plusieurs facteurs. Les calculs que nous avons réalisés sont simplifiés mais ils permettent néanmoins de faire une première estimation de l'influence de l'héritage dans nos échantillons gravitaires.

Les profils longitudinaux P3, P5 et P6 et les vitesses de déplacement de André et al. (2021), montrent que le versant des Aiguilles Rouges auquel nous nous sommes intéressés semble découpé en trois groupes. Un groupe serait caractérisé par le profil P3 au niveau du téléphérique de la Flégère et les vitesses de déplacement les plus rapides, un second par le profil P5 dans le Bois de la Trappe et ses vitesses intermédiaires, et un dernier par le profil passant par la crevasse NE et ayant les vitesses les plus lentes. Maintenant, la question est de savoir comment évoluent ces entités.

Une première hypothèse est que ces trois sections aux dynamiques différentes sont liées. Si tel est le cas, on peut se demander si l'ensemble ne forme pas une sorte de typologie de l'évolution d'une grande rupture de versant rocheux dans le temps. On aurait ainsi les trois stades suivants :

- Le premier, le plus immature, serait caractérisé par la section de la Montagne de la Flégère avec les ruptures rétrogressives emboîtées les unes dans les autres. A ce stade, on constate des déformations au niveau de la topographie mais aucune crevasse ni aucun écroulement rocheux n'est visible.
- Le second stade, intermédiaire, serait représenté par la section du Bois de la Trappe. Le glissement d'un paquet rocheux vers l'aval et les nombreux escarpements et contre-escarpements mettent en avant l'activité gravitaire de la zone. A ce stade, toujours aucune crevasse n'est visible mais les déformations sont plus importantes.
- Le dernier stade, le plus mature, correspondrait à la section où se trouvent les crevasses SO et NE. A ce stade, les déformations gravitaires sont telles qu'elles ont fracturé la roche et ont mené à l'ouverture de crevasses pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres de largeur et de profondeur.

En comparant ces stades aux vitesses InSAR évoquées précédemment, on constate que plus le versant atteint une « maturité gravitaire », moins il se déplace ou en tout cas plus lentement. Ainsi, on peut se demander si une fois que le versant a atteint le dernier stade d'évolution des déformations gravitaires, ses mouvements plus lents caractérisent une certaine stabilité.

D'un autre côté, on peut aussi émettre l'hypothèse qu'il n'y a pas d'unité dans l'évolution de ces trois sections et qu'elles se développent par différents segments, obéissant à des dynamiques qui leur sont propres.

Bien que l'âge d'initiation de la rupture soit plus récent de plusieurs milliers d'années, il n'est pas impossible que le retrait glaciaire soit une des causes de l'ouverture de la crevasse. La décompression de versant post-retrait entraînant une baisse du soutien exercé sur les versants, il est possible que l'ouverture de la crevasse soit le dernier stade d'un processus qui a commencé au moment où la vallée s'est creusée. La latence de ce genre de processus a déjà été étudié auparavant et dans d'autres zones de montagnes (Ballantyne et al., 2014).

5.3. Aspect aléa / risque

Une des grandes questions de ce mémoire était de savoir comment l'aléa gravitaire dans notre zone d'étude était réparti et quels risques cela engendrait pour les enjeux dans la vallée. La question de la prise en compte de ces aléas dans les documents d'aménagement du territoire est également un des aspects de ce volet sur le risque.

L'aléa gravitaire lié à la chute de blocs, au glissement de terrain ou aux écroulements rocheux est présent dans le massif des Aiguilles Rouges. Il représente un risque conséquent pour les enjeux dans la vallée dès lors que les processus se passent sur les pentes raides de la partie aval du versant. Sur la figure 21 on a pu voir un emboîtement de différentes structures de volumes variés et plus ou moins stables. On peut se demander comment vont se comporter ces structures. La structure d'échelle 4, celle des blocs individuels, a été étudiée en partie dans le travail de Tavernier (2020). Dans sa modélisation de chutes des blocs (de l'ordre de 100 m³) à partir de la crevasse NE, ce dernier montre qu'un très faible pourcentage de blocs modélisés passe la barrière du Westphalien et atteignent les premières infrastructures dans la vallée. Ainsi, même si l'aléa est réel à l'échelle 4, le risque est limité.

Les structures d'échelle 3 (les blocs découpés raccordés à la rupture) posent question quant à leur unicité

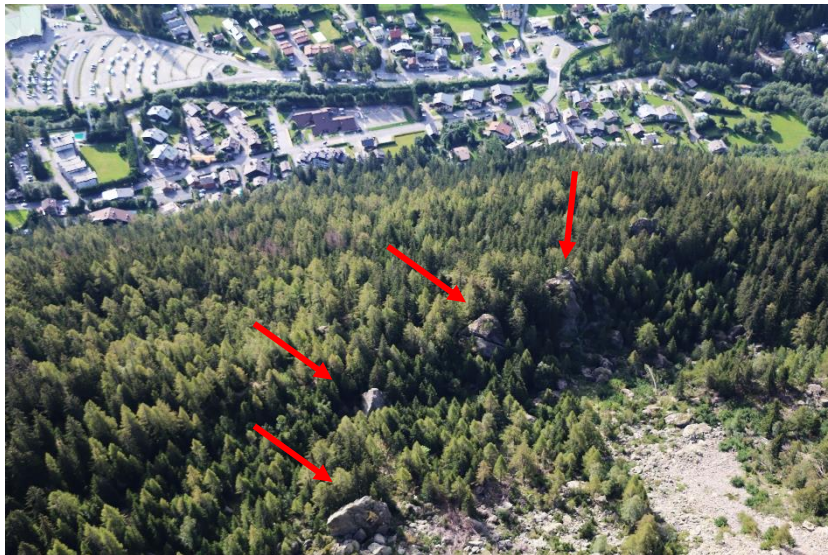


Figure 34. Blocs de gros volume surplombant Argentière.

et à leur résistance à d'éventuelles secousses sismiques ou tout autre évènement entraînant leur chute. Deux scénarios sont possibles : soit les structures se fragmentent et donnent naissance à des blocs d'échelle 4, soit elles se détachent en un seul et même morceau comme ce fut le cas du bloc de la photo C de la figure 24. D'un côté il est question d'une centaine de mètres cubes, de l'autre plusieurs dizaines de milliers. Si les blocs de la structure d'échelle 4 peuvent être

arrêtés par l'éperon rocheux du Westphalien, la chute de blocs au volume supérieur représente un réel risque pour la vallée. Sur la figure 34 on peut voir des blocs de plus de 1000 m³ posés sur la crête de l'éperon surplombant la commune d'Argentière : s'ils se sont arrêtés là, d'autres ont probablement continué plus loin. Ainsi, même si la fréquence de ce genre d'aléa gravitaire est faible, son intensité peut être dévastatrice. Il serait intéressant d'inclure ces questionnements au PPRN prévisibles.

Il est difficile d'envisager que la structure d'échelle 2 (toute la zone de la crevasse NE) puisse s'effondrer mais la fatigue de long terme, la topographie, l'activité tectonique, etc., sont autant de facteurs qui pourraient mener au décrochage du paquet rocheux. C'est donc un risque à envisager et à anticiper, en commençant notamment par définir le volume de charge que cela représenterait.

Pour revenir sur le Plan de Prévention des Risques Naturels prévisibles et les documents d'aménagement du territoire, nous pouvons dire que le risque associé aux chutes de blocs a bien été identifié et pris en compte. Dans la zone qui correspond au profil P3 (entre l'arrivée du télésiège de la Flégère et les Tines), l'aléa chute de pierres est de 1/3. En amont de cette zone et jusqu'au sommet du versant, il est de 3/3. Du côté du Bois de la Trappe (profil P5), ce même risque est de 2/3 depuis le pied de versant jusqu'à la moitié de la zone où ont lieu les déformations. La carte des aléas ne va pas plus en amont. Enfin, pour

la zone des crevasses rocheuses, le risque de chute de pierres est de 2/3 depuis le pied du versant jusqu'à l'éperon du Westphalien puis 3/3 en amont. Sur ces trois secteurs, seul celui de la Flégère est considéré inconstructible sur la carte réglementaire. Cela illustre le manque de connaissances sur les grandes ruptures de versants rocheux en haute et moyenne montagne.

Cependant, sur la carte des aléas, il n'est jamais question du risque de glissement de terrain dans les secteurs mentionnés. De plus, rien dans le PPRN ne montre qu'un glissement rocheux d'échelle supérieure mobilisant des volumes colossaux puisse survenir. On peut alors se dire qu'une collaboration avec l'Office National des Forêts, les Services de Restauration des Terrains de Montagne, la Direction Départementale de l'Agriculture et la Forêt et la préfecture de la Haute-Savoie pourrait être pertinente afin d'inclure nos résultats dans le PPRN. Les processus d'écroulement de masse seraient alors mieux compris et des mesures pourraient être prises pour protéger les enjeux dans la vallée.

Les deux séismes de 1905 et 2005 ont causé des dégâts importants dans la vallée de Chamonix et ont entraîné des déformations gravitaires tel que le glissement d'Argentière / du Planet (figure 35). Si un événement de la sorte venait à se reproduire au niveau de l'essaim sismique de Vallorcine ou de la Rémuaz, les conséquences pourraient être dramatiques.

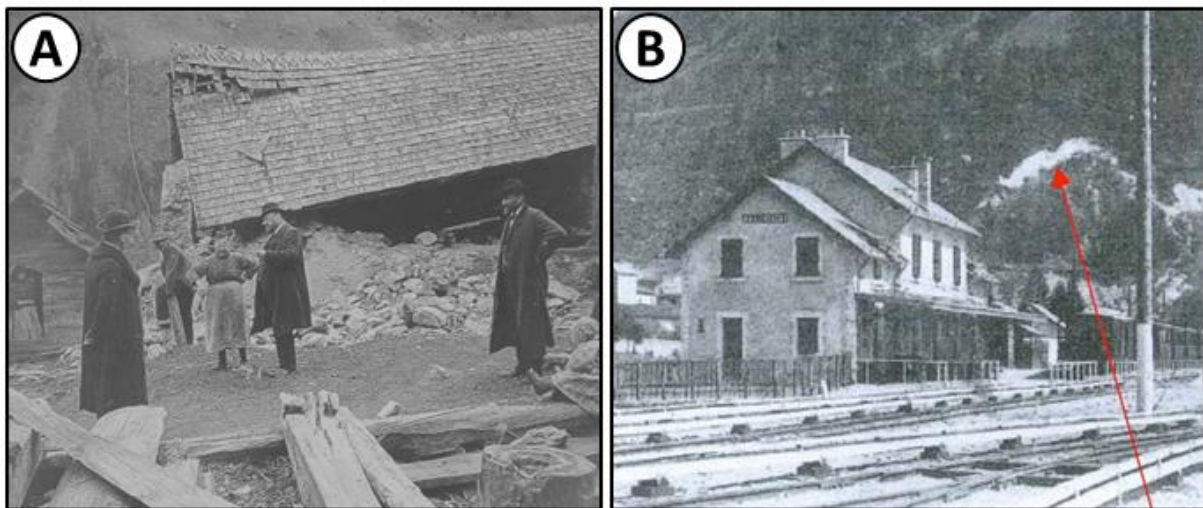


Figure 35. Conséquences du séisme d'avril 1905. A) Écroulement d'une maison à La Joux. B) Glissement de terrain d'Argentière/du Planet montré par la flèche rouge. Source : Cara et al., 2017.

6. Conclusion et perspectives

Ce travail de recherche nous permet de répondre aux hypothèses que nous avons posées en début de mémoire.

Même si le retrait glaciaire s'est effectué entre 13.9 et 17.6 ka dans la vallée et que l'évènement qui semble avoir engendré la rupture de versant rocheux ne s'est manifesté qu'aux alentours de 1.3 ka, il semble que la décompression mécanique des versant soit responsable de l'ouverture de la crevasse. Le temps de latence entre les deux processus est important mais il y a toujours un délai de réponse de la part des versants. Le retrait glaciaire n'est pas un facteur déclencheur mais il est un facteur prédisposant.

Du point de vue des facteurs déclencheurs, nous avons évoqué le système de failles de la Rémuaz. Nous avons vu qu'en 1905 et 2005, deux séismes ont eu lieu à proximité des Aiguilles Rouges mais cela n'a pas été détecté sur les profils le long de l'escarpement sommital. Aucune archive ne nous permet de remonter suffisamment en arrière pour corréler un séisme à l'ouverture de la crevasse. Cependant, nous

avons vu que la crevasse s'était ouverte à l'endroit du versant où la pente est la plus forte, augmentant les contraintes appliquées aux parois rocheuses.

Enfin, en ce qui concerne le risque pour la commune d'Argentière, la partie basse de la crevasse sommitale (partie exposée en dernier) est plus jeune que ce à quoi nous nous attendions. Cet âge signifie que l'activité gravitaire de la rupture est très récente et qu'elle représente un élément à surveiller régulièrement. Des blocs unitaires comme celui de la dernière échelle de structures peuvent se décrocher et chuter vers l'aval ; l'éperon du Westphalien peut les arrêter si leur volume est inférieur ou égal à 100 m³ mais nous ne savons pas si ce sera le cas pour de plus gros volumes. De plus, nous nous sommes interrogés sur les conséquences du décrochage éventuel des autres structures de tailles et volumes bien supérieurs.

Le séquençage en trois phases de développement des instabilités gravitaires du versant des Aiguilles Rouges d'Argentière pose encore question. Cela rentre bien dans la problématique des DSGSD qui sont des déformations de versant de grande ampleur à des vitesses plutôt lentes. Notre étude pourrait avoir mis en évidence un mouvement de versant bien plus large que ce que nous pensions initialement.

Plusieurs pistes sont envisageables à la suite de ce stage :

- Il faudrait approfondir les recherches sur l'échantillon AIG20-20 afin de comprendre pourquoi on obtient cet âge à tel endroit. Peut-être que le poli glaciaire qui a été échantillonné contenait de la concentration héritée d'une préexposition aux rayons cosmique ?
- Il faudrait également s'interroger sur la façon dont les niches d'arrachement se propagent en profondeur. Il serait intéressant de savoir si elles trouvent un exutoire en pied de versant ou s'il elles sont superficielles. Dans le premier cas, cela voudrait dire qu'elles ne sont moins susceptibles de s'effondrer car mieux ancrées ; mais cela veut aussi dire que le volume mobilisé en cas de décrochage serait catastrophique. Dans le second cas, la probabilité qu'un glissement se produise est plus élevée mais le volume charrié serait plus faible.
- Du point de vue risque gravitaire et grâce aux résultats que nous avons obtenus, il serait utile de refaire la modélisation des chutes de blocs avec des méthodes spécifiques car le logiciel RAMMS ne peut pas aller au-delà de blocs de plus de 100 m³.
- Une dernière piste qui pourrait être creusée est celle des évolutions diachroniques. Afin d'étudier les mouvements gravitaires, il serait intéressant d'utiliser un logiciel de corrélation de pixels et de réaliser une succession de cartes de déplacement au cours du temps au niveau de la crevasse NE. Les photographies acquises par l'IGN permettraient une étude portant sur une échelle temporelle de 50-60 ans.

Bibliographie

- Agliardi, F., Crosta, G., & Zanchi, A. (2001). Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, 59, 83-102.
- André, P. (2020). Measurement of the Alps deformation by radar interferometry : Large-scale inventory of deep-seated gravitational slope deformations (Rapport de stage). Université Grenoble Alpes.
- André, P., Doin, M.-P., Mathey, M., Zerathe, S., Vassallo, R., & Baize, S. (2021). Four years of InSAR time series analysis reveals an unprecedented inventory of active DSGSD in the Western Alps. *EGU General Assembly 2021*.
- Ayrton, S. (1980a). La géologie de la zone Martigny—Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un exemple de subduction continentale). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 73(1), 137-172.
- Ayrton, S. (1980b). Massifs cristallins externes : Autochtones ou allochtones. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 73(2), 661-662.
- Ayrton, S., Gubler, Y., & Jemelin, L. (1987). Notice explicative de la feuille Chamonix à 1/50000.
- Ballantyne, C. K., Sandeman, G. F., Stone, J. O., & Wilson, P. (2014). Rock-slope failure following Late Pleistocene deglaciation on tectonically stable mountainous terrain. *Quaternary Science Reviews*, 86, 144-157.
- Bellière, J. (1980). Excursion 149—Massif du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. Structure et Pétrologie du socle. *Géologie Alpine*, 56, 237-249.
- Berthet, J. (2016). L'évolution géomorphologique des systèmes torrentiels proglaciaires de la vallée de Chamonix-Mont-Blanc, une approche du couplage sédimentaire de la fin du Petit Age Glaciaire au désenglacement récent. Université Grenoble Alpes.
- Bigot-Cormier, F., Braucher, R., Bourles, D., Guglielmi, Y., Dubar, M., & Stéphan, J.-F. (2005). Chronological constraints on processes leading to large active landslides. *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 141-150.
- Blondeau, S. (2018). Ruptures de Versant Rocheux (RVR) à l'échelle des Alpes occidentales : Inventaire systématique, analyse spatiale, perspectives patrimoniales. Université de Lyon.
- BRGM. (2006). Echelle des temps géologiques.
- Brown, E. T., Edmond, J. M., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Kurz, M. D., & Brook, E. J. (1991). Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ¹⁰Be and ²⁶Al. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 2269-2283.
- Bureau Central de Sismologie Français (BCSF). (2007). Observations sismologiques 2003-2005. Séisme du 8 septembre 2005 Vallorcine (Haute-Savoie).
- Cara, M., Van der Woerd, J., Alasset, P.-J., Benjumea, J., & Mériaux, A.-S. (2017). The 1905 Chamonix earthquakes : Active tectonics in the Mont Blanc and Aiguilles Rouges massifs. *Swiss Journal of Geosciences*, 110, 631-651.
- Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., & Jakob, D. (2010). Determination of the ¹⁰Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268(2), 192-199.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W., & McCabe, A. M. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science*, 325, 710-714.
- Copyright (C) 2019 Agisoft LLC. (2019). *Agisoft Metashape Professional. Multi-view 3D reconstruction*. (Version 1.5.5 build 9097 (64 bit)) [Computer software]. <http://www.agisoft.com>
- Cossart, E., Fort, M., Bourles, D., Carcaillet, J., Perrier, R., Siame, L., & Braucher, R. (2010).

- Climatic significance of glacier retreat and rockglaciers re-assessed in the light of cosmogenic dating and weathering rind thickness in Clarée valley (Briançonnais, French Alps). *Catena*, 80, 204-219.
- Coutterand, S. (2005). Encadré : Paléogéographie de la région du massif du Mont Blanc pendant le dernier maximum glaciaire - Approche chronologique. *Collection EDYTEM. Cahiers de géographie*, 3, 80-82.
- Coutterand, S. (2015). *Climat et glaciations*. Glacier-Climat. <https://www.glaciers-climat.com/climat-et-glaciations-2/>. Consulté en 2021.
- Coutterand, S., & Buoncristiani, J.-F. (2006). Paléogéographie du dernier maximum glaciaire du Pléistocène récent de la région du Massif du Mont Blanc, France. *Quaternaire*, 17(1), 35-43.
- Coutterand, S., & Nicoud, G. (2005). Les stades de retrait du glacier de l'Arve entre le verrou de cluses et l'ombilic de Chamonix au cours du Tardiglaciaire (Vallée de l'Arve, Haute-Savoie). *Quaternaire*, 16(2), 85-94.
- Coutterand, S., Schoeneich, P., & Nicoud, G. (2009). Le lobe glaciaire lyonnais au maximum würmien : Glacier du Rhône ou/et glaciers savoyards ? *Collection EDYTEM. Cahiers de géographie*, 8(1), 11-22.
- Crosta, G. B., Frattini, P., & Agliardi, F. (2013). Deep seated gravitational slope deformations in the European Alps. *Tectonophysics*, 605, 13-33.
- Cruden, D. M., & Varnes, D. J. (1996). Landslides Types and Processes. In A. K. Turner & R. L. Schuster, *Landslides, Investigations and Mitigation, Special Report 247*.
- Darnault, R., Rolland, Y., Braucher, R., Bourlès, D., Revel, M., Sanchez, G., & Bouissou, S. (2012). Timing of the last deglaciation revealed by receding glaciers at the Alpine-scale : Impact on mountain geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 31, 127-142.
- Darvill, C. M. (2013). Cosmogenic nuclide analysis. In S. Cook, L. Clarke, & J. Nield, *Geomorphological Techniques (Online Edition)* (p. 1-25).
- Direction Départementale des Territoires. (2014). *Révision du plan de prévention des risques avalanches—PPRa Chamonix Mont-Blanc. Réunion publique d'information*.
- Direction Départementale du Développement Durable du Territoire. (2013). *Plan Local d'Urbanisme de Chamonix Mont-Blanc. Le Projet d'Aménagement et de Développement Durable* (p. 20).
- Dorthe-Monachon, C. (1986). *Contribution à l'étude de la morphologie glaciaire de la vallée de l'Arve (Haute-Savoie, France)—Essai de reconstitution paléogéographique*. Université de Lausanne.
- Dorthe-Monachon, C. (1990). Les variations glaciaires : Le cas de la vallée de l'Arve (Haute-Savoie, France) de la fin de la dernière glaciation à nos jours. *Études de Lettres : revue de la Faculté des lettres de l'Université de Lausanne*, 65-76.
- Dunai, T. J. (2010). *Cosmogenic Nuclides : Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*.
- El Bedoui, S., Bois, T., Jomard, H., Sanchez, G., Lebourg, T., Trics, E., Guglielmi, Y., Bouissou, S., Chemenda, A., Rolland, Y., Corsini, M., & Pérez, J. L. (2011). Paraglacial gravitational deformations in the SW Alps : A review of field investigations, ¹⁰Be cosmogenic dating and physical modelling. *Geological Society, London, Special Publications*, 351, 11-25.
- El Bedoui, S., Guglielmi, Y., Lebourg, T., & Pérez, J.-L. (2009). Deep-seated failure propagation in a fractured rock slope over 10,000 years : The La Clapière slope, the south-eastern French Alps. *Geomorphology*, 105, 232-238.
- Fréchet, J., Thouvenot, F., Frogneux, M., Deichmann, N., & Cara, M. (2011). The MW 4.5 Vallorcine (French Alps) earthquake of 8 September 2005 and its complex aftershock

- sequence. *Journal of Seismology*, 15, 43-58.
- Gallach, X., Carcaillet, J., Ravel, L., Deline, P., Ogier, C., Rossi, M., Malet, E., & Garcia-Sellés, D. (2020). Climatic and structural controls on Late-glacial and Holocene rockfall occurrence in high-elevated rock walls of the Mont Blanc massif (Western Alps). *Earth Surface Processes and Landforms*, 45, 3071-3091.
- Gardent, M. (2014). *Inventaire et retrait des glaciers dans les alpes françaises depuis la fin du Petit Age Glaciaire*. Université Grenoble Alpes.
- Gidon, M. (2016). *Les glaciations quaternaires dans les Alpes*. GEOL-ALP. Un atlas géologique des Alpes françaises qui explore leur constitution en crutant leurs paysages. <http://www.geol-alp.com/index.html>. Consulté en 2021.
- Grislain-Letrémy, C., & Peinturier, C. (2010). *Le régime d'assurance des catastrophes naturelles en France métropolitaine entre 1995 et 2006* (N° 22; Collection « Études et documents » du Service de l'Économie, de l'Évaluation et de l'Intégration du Développement Durable (SEEIDD) du Commissariat Général au Développement Durable (CGDD)).
- Heyman, J., Stroeve, A. P., Harbor, J. M., & Caffee, M. W. (2011). Too young or too old : Evaluating cosmogenic exposure dating based on an analysis of compiled boulder exposure ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 302, 71-80.
- Hippolyte, J.-C. (2009). Failles normales post-glaciaires dans les alpes françaises. *Géosciences, BRGM*, 9, 38-45.
- Hippolyte, J.-C., Brocard, G., Tardy, M., Nicoud, G., Bourlès, D., Braucher, R., Ménard, G., & Souffaché, B. (2006). The recent fault scarps of the Western Alps (France) : Tectonic surface ruptures or gravitational sacking scarps? A combined mapping, geomorphic, levelling, and ¹⁰Be dating approach. *Tectonophysics*, 418, 255-276.
- Hippolyte, J.-C., Tardy, M., & Nicoud, G. (2006). Les failles récentes des Grands-Moulins (Savoie) : Un Sackung (tassement gravitaire) majeur dans les Alpes françaises. *Comptes Rendus Geoscience*, 338, 734-741.
- Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11, 167-194.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Kubik, P. W., & Schlüchter, C. (2006). Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling : The Gschnitz stadial. *Journal of Quaternary Science*, 21(2), 115-130.
- Jaillet, S., & Ballandras, S. (1999). La transition Tardiglaciaire/Holocène à travers les fluctuations du glacier du Tour (Vallée de Chamonix, Alpes du Nord françaises) [Lateglacial/Holocene transition through glacier du Tour fluctuations (upper Chamonix valley, French Alps)]. *Quaternaire*, 10(1), 15-23.
- Jarman, D. (2006). Large rock slope failures in the Highlands of Scotland : Characterisation, causes and spatial distribution. *Engineering Geology*, 83, 161-182.
- Jomard, H., Lebourg, Th., & Guglielmi, Y. (2014). Morphological analysis of deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) in the western part of the Argentera massif. A morpho-tectonic control? *Landslides*, 11, 107-117.
- Lambiel, C., Maillard, B., Regamey, B., Martin, S., Kummert, M., Schoeneich, P., Ondicol, R. P., & Reynard, E. (s. d.). *Adaptation of the geomorphological mapping system of the University of Lausanne for ArcGIS (Poster)*. UniL - Institut de géographie et de durabilité.
- Lambiel, C., Maillard, B., Regamey, B., Martin, S., Kummert, M., Schoeneich, P., Pellitero Ondicol, R., & Reynard, E. (2012). *The ArcGIS version of the geomorphological mapping legend of the University of Lausanne*.
- Le Roux, O., Schwartz, S., Gamond, J. F., Jongmans, D., Bourles, D., Braucher, R., Mahaney, W., Carcaillet, J., & Leanni, L. (2009). CRE dating on the head scarp of a major

- landslide (Séchilienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 280, 236-245.
- Le Roy, M. (2012). *Reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales : Apports de la dendrochronologie et de la datation par isotopes cosmogéniques produits in situ*. Université Grenoble.
- Lehmann, B., Herman, F., Valla, P. G., King, G. E., Biswas, R. H., Ivy-Ochs, S., Steinemann, O., & Christl, M. (2020a). Appendix—Postglacial erosion of bedrock surfaces and deglaciation timing : New insights from the Mont Blanc massif (western Alps). *Geology*, 48, 1-14.
- Lehmann, B., Herman, F., Valla, P. G., King, G. E., Biswas, R. H., Ivy-Ochs, S., Steinemann, O., & Christl, M. (2020b). Postglacial erosion of bedrock surfaces and deglaciation timing : New insights from the Mont Blanc massif (western Alps). *Geology*, 48, 139-144.
- Leloup, P. H., Arnaud, N., Sobel, E. R., & Lacassin, R. (2005). Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif : The Mont Blanc. *Tectonics*, 24, 1-26.
- Lucéna, S., & Ballandras, S. (1999). Rythme des fluctuations glaciaires et détritisme alluvial postglaciaire dans la haute vallée de l'Arve (Alpes françaises du Nord) [Glacial fluctuations rhythm and postglacial alluvial detritism in high Arve valley (French North Alps)]. *Quaternaire*, 10(1), 25-36.
- Mairie de Chamonix-Mont-Blanc. (2019). *Prévention des risques*. Site officiel de la Mairie de Chamonix-Mont-Blanc. <https://www.chamonix.fr/environnement-et-prevention-des-risques/prevention-des-risques.html>. Consulté en 2021.
- Martin, L. C. P., Blard, P.-H., Balco, G., Lavé, J., Delunel, R., Lifton, N., & Laurent, V. (2017). The CREp program and the ICE-D production rate calibration database : A fully parameterizable and updated online tool to compute cosmic-ray exposure ages. *Quaternary Geochronology*, 38, 25-49.
- Merchel, S., & Herpers, U. (1999). An Update on Radiochemical Separation Techniques for the Determination of Long-Lived Radionuclides via Accelerator Mass Spectrometry. *Radiochimica Acta*, 84, 215-219.
- Mercier, A. (2019). *Étude structurale et pétrogénétique du massif du Mont-Blanc (Rapport de stage)*. ENS Lyon - Université Claude Bernard Lyon 1.
- Ministère de l'Écologie et du Développement Durable, & Mairie de Chamonix. (2010). *Chamonix-Mont-Blanc. Information Préventive des Populations sur les risques majeurs—Dossier Communal Synthétique* (p. 36).
- Nicoud, G., & Coutterand, S. (2005a). Arrêt 1 -Le bassin de Bonneville. (Belvédère d'Evires—La Roche sur Foron). *Collection EDYTEM. Cahiers de géographie*, 3, 22-27.
- Nicoud, G., & Coutterand, S. (2005b). Arrêt 3 -L'ombilic de Sallanches—Le Fayet. Le complexe morainique des stades du Fayet (Le Fayet). *Collection EDYTEM. Cahiers de géographie*, 3, 33-36.
- Nicoud, G., & Coutterand, S. (2005c). Présentation générale de la première demi-journée. *Collection EDYTEM. Cahiers de géographie*, 3, 10-21.
- Nicoud, G., Coutterand, S., & Moreau, L. (2005). Arrêt 4 -L'ombilic de Chamonix—Les Houches (Les Bossons). *Collection EDYTEM. Cahiers de géographie*, 3, 40-46.
- Office National des Forêts, Service de Restauration des Terrains en Montagne, Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt, & Préfecture de la Haute-Savoie. (2000a). *Plan de Prévention des Risques naturels prévisibles—Carte de Localisation des Phénomènes—CHAMONIX* [Map].
- Office National des Forêts, Service de Restauration des Terrains en Montagne, Direction

- Départementale de l'Agriculture et de la Forêt, & Préfecture de la Haute-Savoie. (2000b). *P.P.R Révision Partielle du Plan de Prévention des Risques Naturels Prévisibles. Commune de Chamonix Mont-Blanc—Rapport de présentation.*
- Office National des Forêts, Service de Restauration des Terrains en Montagne, Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt, & Préfecture de la Haute-Savoie. (2002a). *Plan de Prévention des Risques naturels prévisibles—Carte des aléas—CHAMONIX (carte n°1)* [Map].
- Office National des Forêts, Service de Restauration des Terrains en Montagne, Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt, & Préfecture de la Haute-Savoie. (2002b). *Plan de Prévention des Risques naturels prévisibles—Carte des aléas—CHAMONIX (carte n°2)* [Map].
- Office National des Forêts, Service de Restauration des Terrains en Montagne, Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt, & Préfecture de la Haute-Savoie. (2002c). *Plan de Prévention des Risques naturels prévisibles—Carte réglementaire—CHAMONIX (carte n°1)* [Map].
- Office National des Forêts, Service de Restauration des Terrains en Montagne, Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt, & Préfecture de la Haute-Savoie. (2002d). *Plan de Prévention des Risques naturels prévisibles—Carte réglementaire—CHAMONIX (carte n°2)* [Map].
- Office National des Forêts, Service de Restauration des Terrains en Montagne, Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt, & Préfecture de la Haute-Savoie. (2002e). *Plan de Prévention des Risques naturels prévisibles—Carte réglementaire—CHAMONIX (carte n°3)* [Map].
- Pánek, T., & Klimeš, J. (2016). Temporal behavior of deep-seated gravitational slope deformations : A review. *Earth-Science Reviews*, 156, 14-38.
- Plan de Prévention du Risque Avalanche de la Commune de Chamonix Mont Blanc—Fiche couloir d'avalanche.* (2010).
- Préfet de la Haute-Savoie. (2021). *Chamonix-Mont-Blanc. Les services de l'Etat en Haute-Savoie.* <https://www.haute-savoie.gouv.fr/Politiques-publiques/Prevenir-le-risque-et-se-proteger/Risques-naturels/Donnees-communales-aleas-et-PPRN/Chamonix-Mont-Blanc>. Consulté en 2021.
- Protin, M., Schimmelpfennig, I., Mugnier, J., Buoncristiani, J., Le Roy, M., Pohl, B., Moreau, L., ASTER Team, Aumaître, G., Boulès, D., & Keddadouche, K. (2021). Millennial-scale deglaciation across the European Alps at the transition between the Younger Dryas and the Early Holocene – evidence from a new cosmogenic nuclide chronology. *Boreas*, 50, 671-685.
- Protin, M., Schimmelpfennig, I., Mugnier, J.-L., Ravanel, L., Le Roy, M., Deline, P., Favier, V., Buoncristiani, J.-F., Aumaître, G., Boulès, D. L., & Keddadouche, K. (2019). Climatic reconstruction for the Younger Dryas/Early Holocene transition and the Little Ice Age based on paleo-extents of Argentièrè glacier (French Alps). *Quaternary Science Reviews*, 221, 1-15.
- Prud'Homme, C. (2013). *Géomorphologie glaciaire et nucléides cosmogéniques : Qu'est-ce que l'on date ? (Rapport de stage).* Université Joseph Fourier.
- Prud'homme, C., Vassallo, R., Crouzet, C., Carcaillet, J., Mugnier, J., & Cortés-Aranda, J. (2020). Paired 10Be sampling of polished bedrock and erratic boulders to improve dating of glacial landforms : An example from the Western Alps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 45, 1168-1180.
- Ravanel, L. (2010). *Caractérisation, facteurs et dynamiques des écroulements rocheux dans les parois à permafrost du massif du Mont-Blanc.* Université Savoie Mont Blanc.
- Ravanel, L., Allignol, F., Deline, P., Gruber, S., & Ravello, M. (2010). Rock falls in the Mont

- Blanc Massif in 2007 and 2008. *Landslides*, 7(4), 493-501.
- Sanchez, G., Rolland, Y., Corsini, M., Braucher, R., Bourlès, D., Arnold, M., & Aumaître, G. (2010). Relationships between tectonics, slope instability and climate change : Cosmic ray exposure dating of active faults, landslides and glacial surfaces in the SW Alps. *Geomorphology*, 117, 1-13.
- Schoeneich, P. (1993). Comparaison des systèmes de légendes français, allemand et suisse—Principes de la légende IGUL. *Institut de Géographie de Lausanne - Travaux et recherches*, 9, 15-24.
- Schoeneich, P. (1997). *Cartes géomorphologiques des Préalpes et des Alpes vaudoises. Procédure d'édition par DAO*. 6.
- Schoeneich, P., Reynard, E., & Pierrehumbert, G. (1998). Geomorphological mapping in the Swiss Alps and Prealps. *Wiener Schriften zur Geographie und Kartographie*, 11, 145-153.
- Schwartz, S., Zerathe, S., Jongmans, D., Baillet, L., Carcaillet, J., Audin, L., Dumont, T., Bourlès, D., Braucher, R., & Lebrouc, V. (2017). Cosmic ray exposure dating on the large landslide of Séchilienne (Western Alps) : A synthesis to constrain slope evolution. *Geomorphology*, 278, 329-344.
- Séisme Chamoniard du 29 avril 1905*. (2009). Direction Générale de la Prévention des Risques.
- Tavernier, L. (2020). *Etude structurale et trajectographique de la rupture de versant rocheux des Cheserys (Rapport de stage)*. Université Savoie Mont Blanc.
- Thiery, Y., & Terrier, M. (2018). Évaluation de l'aléa glissements de terrain : État de l'art et perspectives pour la cartographie réglementaire en France. *Revue Française de Géotechnique*, 156(3), 1-19.
- Thomasset, C. (2019). *Approche morpho-tectonique par imagerie LiDAR de la faille de Rémuaz associée à l'essai sismique de Vallorcine (Rapport de stage)*. Université Paul Sabatier Toulouse.
- Université de Lausanne. (2016). *La légende géomorphologique de l'UNIL*. Faculté des géosciences et de l'environnement - Institut de géographie et durabilité. https://www.unil.ch/igd/legende_UNIL. Consulté en 2021.
- Varnes, D. J. (1978). Slope Movement Types and Processes. In R. L. Schuster & R. J. Krizek, *Landslides, Analysis and Control, Special Report 176* (p. 11-33). National Academy of Sciences.
- Vassallo, R., Thomasset, C., Mugnier, J-L. (2019). *La faille de la Rémuaz à Chamonix : Evidences morphologiques d'une réactivation quaternaire*. Journée scientifique – Les essais sismiques en France et ailleurs. Observations, processus, analyses, conséquences. – Institut des Sciences de la Terre (Grenoble) 21 mai 2019.
- von Raumer, J. (1987). Les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges : Témoins de la formation de la croûte varisque dans les Alpes occidentales. *Géologie Alpine*, 63, 7-24.
- Wetter, W. (1987). *Spät-und postglaziale Gletscherschwankungen im Mont-Blanc – Gebiet Untere vallée de Chamonix-Val Montjoie*. Université de Zürich.
- Wirsig, C., Zasadni, J., Christl, M., Akçar, N., & Ivy-Ochs, S. (2016). Dating the onset of LGM ice surface lowering in the High Alps. *Quaternary Science Reviews*, 143, 37-50.
- Zhang, W., Liu, L., Chen, Y., Liu, B., Harbor, J. M., Cui, Z., Liu, R., Liu, X., & Zhao, X. (2016). Late glacial ¹⁰Be ages for glacial landforms in the upper region of the Taibai glaciation in the Qinling Mountain range, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 115, 383-392.

Table des figures

Figure 1. Morphostructures caractéristiques des déformations gravitaires profondes de versants. Les traits rouges représentent la principale action gravitaire et les traits verts les déformations secondaires associées. Les flèches indiquent le sens de glissement des structures. Adapté de Agliardi et al., 2001.	6
Figure 2. Classification des ruptures de versants rocheux (RVR). Les illustrations sont issues de la typologie de Varnes (1978) et les rectangles de couleur de la thèse de Blondeau (2016). Le rectangle bleu est le groupe des « éboulements et avalanches rocheuses », le vert celui des « glissements rocheux », le violet celui des « glissements et coulées », et le rouge celui des « déformations gravitaires complexes de versants rocheux, DGCVR ».	7
Figure 3. A) Localisation du terrain d'étude en France. B) Argentière et massif des Aiguilles Rouges où se trouve la rupture de versant rocheux. C) Crevasse NE à proximité de l'Aiguillette d'Argentière et en aval de la Tête aux Vents. La flèche 1 indique la composante en ouverture de la RVR et la flèche 2 la composante en glissement latéral. D) Crevasse SO près du chalet des Chéserys.	10
Figure 4. Carte structurale des massifs des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc. Adapté de Leloup et al., 2005.	11
Figure 5. Englacement des Alpes occidentales durant la période du Würm il y a ~70 000 ans. Source: Coutterand, 2005.	13
Figure 6. Reconstitution du glacier de l'Arve au niveau de la vallée de Chamonix au cours du dernier maximum glaciaire. Source: Coutterand et Buoncristiani, 2006.	13
Figure 7. Reconstitution de l'englacement dans les Alpes occidentales durant la période du Gschnitz il y a environ 16 ka. (Source: Coutterand, 2005).	14
Figure 8. Reconstitution de l'englacement dans la vallée de l'Arve depuis le stade de Magland jusqu'au stade de Chamonix. Source: Coutterand et Nicoud, 2005.	15
Figure 9. Positionnement des âges obtenus dans la haute vallée de l'Arve. (1) Jaillet et Ballandras, 1999. (2) Cara et al., 2017. (3) Protin et al., 2019. (4) Lehmann et al., 2020. (5) Prud'homme et al., 2020.	16
Figure 10. Estimation des vitesses de déplacement obtenues par série temporelle InSAR dans le massif des Aiguilles Rouges. (Adapté de André et al., 2021)	17
Figure 11. Modélisation des trajectoires de chutes de blocs de 100 m ³ au niveau des crevasses NE (au-dessus) et SO (en-dessous). Source: Tavernier, 2020.	18
Figure 12. Carte des aléas issue du Plan de Prévention des Risques Naturels prévisibles de la commune de Chamonix-Mont-Blanc. Source: ONF, SRTM, DDAF, préfecture de la Haute-Savoie, 2000.	20
Figure 13. Carte réglementaire traduisant la carte des aléas en termes d'aménagement du territoire. Source: ONF, SRTM, DDAF, préfecture de la Haute-Savoie, 2000.	21
Figure 14. Enchaînement des étapes qui ont permis la création du MNT THRS. *Cette étape permet de réaligner les photos si nécessaire. L'optimisation des données d'orientation et de positionnement est essentielle pour améliorer le modèle de reconstruction 3D. Pour créer une ortho-image, un minimum de trois points de contrôle au sol est nécessaire. Plus il y a de points de contrôle, plus le modèle gagne en précision. Les marqueurs doivent être répartis de manière régulière dans toute la zone d'étude. Une fois les marqueurs positionnés sur toutes les images, il est important de refaire un nuage de points dense et un nouveau maillage.	23
Figure 15. Profil en profondeur schématisant l'importance de l'héritage dans les concentrations en ¹⁰ Be. La taille des rectangles noirs représente l'incertitude contenue dans les échantillons. Source : Dunai, 2010.	26
Figure 16. Echantillon AIG20-12 prélevé sur un poli glaciaire traversé par la crevasse SO.	27
Figure 17. Comparaison des ombrages issus des deux MNT utilisés. A) MNT LiDAR à 1 m de résolution. B) MNT THRS obtenu par photogrammétrie sur Agisoft Metashape à 0,3 m de résolution. Le trait orange représente le profil P2 utilisé pour la figure 18. Les traits rouge et bleu marquent les	

profils utilisés pour reconstituer le volume du bloc éboulé entre 1949 et 1960 (figure 20), respectivement le haut et le bas du bloc. Le trait continu jaune représente les limites de la paroi rocheuse.....	29
Figure 18. Comparaison du profil P2 tracé le long de l'escarpement sommital. 1) Avec le MNT LiDAR. 2) Avec le MNT THRS.	30
Figure 19. Analyse diachronique qui a permis de constater la disparition d'un bloc entre 1949 et 1960.	30
Figure 20. Estimation de l'épaisseur du bloc qui s'est décroché entre 1949 et 1960. En rouge, le profil préservé à la limite actuelle de la paroi ; en bleu, le profil à travers la topographie actuelle après effondrement. Le trait en pointillés noir modélise le sommet du bloc tel qu'il a pu être.	31
Figure 21. Découpage de structures d'échelles variées au niveau de la crevasse NE. 1) Fractures planaires. 2) Rupture datée. 2*) Crevasse SO non datée. 3) Blocs découpés raccordés à la rupture. 4) Bloc unitaire.	32
Figure 22. Reproduction du découpage des structures sur l'ombrage du MNT THRS.	33
Figure 23. Carte géomorphologique de la zone d'étude.	34
Figure 24. Planche de photos illustrant les morphologies sur le terrain. A) Affleurement de gneiss avec stries et cannelures érodé par le passage d'un glacier. B) Bloc de gneiss reposant sur un substratum rocheux avec une foliation sub-verticale. C) Bloc de gneiss fracturé d'environ 25 000 m ³ de volume. D) Aspect de l'éboulis dans la zone d'instabilité où les vitesses de déplacement InSAR sont les plus rapides (voir figure 10). E) Fracture ouverte du substratum (la flèche orange montre l'ouverture).....	36
Figure 25. Emplacement des échantillons le long des profils P1 et P2 au niveau de la crevasse rocheuse NE. Les âges avec un astérisque (*) sont ceux obtenus après prise en compte de l'héritage.	40
Figure 26. Schéma permettant de calculer la profondeur des échantillons le long du profil P1. Les paramètres suivants sont connus : le pendage du plan de rupture (c), la pente de la surface topographique décalée (α), et la hauteur du plan de rupture entre la surface topographique amont et l'échantillon (H). l est la distance entre l'échantillon et le sommet.	41
Figure 27. Ages des échantillons issus des morphologies gravitaires sans (A) et avec (B) correction de l'héritage.	43
Figure 28. Emplacement des profils topographiques sur le versant des Aiguilles Rouges.	43
Figure 29. Profil topographique P3 passant par la zone de déformations rétrogressives. Les vitesses de déplacement données sont des vitesses InSAR (André et al., 2021).	44
Figure 30. Profil P5 passant par la zone de déformations gravitaires du Bois de la Trappe. Les vitesses de déplacement données sont des vitesses InSAR (André et al., 2021).	44
Figure 31. Profil topographique P6 passant par la crevasse rocheuse NE et l'éperon rocheux du Westphalien. Les vitesses de déplacement données sont des vitesses InSAR (André et al., 2021).	45
Figure 32. Profils le long de l'escarpement sommital. A) Profil P1. B) Profil P2. Le trait violet en pointillés correspond à la paléo-topographie supposée de la zone avant le mouvement le long de la rupture. Les âges positionnés sur les profils sont corrigés de l'héritage. Le trait bleu clair en traitillés représente le plan de rupture.	47
Figure 33. Interprétation de la position des glaciers dans la haute vallée de l'Arve depuis le LGM....	49
Figure 34. Blocs de gros volume surplombant Argentière.	52
Figure 35. Conséquences du séisme d'avril 1905. A) Eroulement d'une maison à La Joux. B) Glissement de terrain d'Argentière/du Planet montré par la flèche rouge. Source : Cara et al., 2017..	53

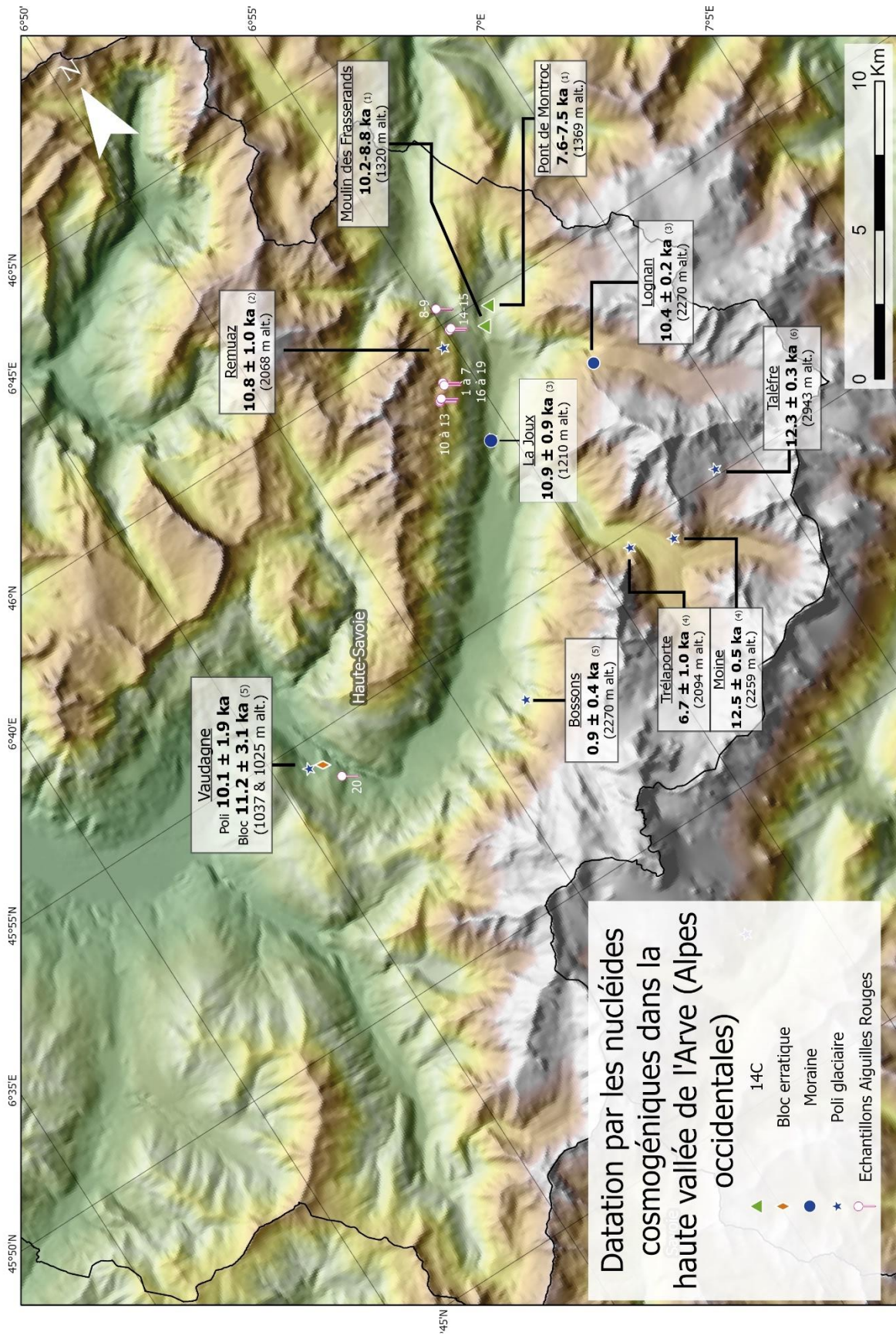
Table des tableaux

Tableau 1. Caractéristiques géographiques, type, épaisseur, distance par rapport au sommet et facteur d'écrantage sont donnés pour chaque échantillon. Ces données ont servi pour calculer les âges d'exposition.	38
Tableau 2. Données cosmogéniques ayant permis le calcul des âges en fonction des concentrations. (a) L'incertitude corrigée du blanc du ratio $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ prend en compte l'incertitude analytique et l'incertitude liée à l'échantillon blanc. (b) L'incertitude analytique prend en compte l'erreur machine du SMA (1%), l'erreur de mesure et l'erreur sur les standards. Les âges d'exposition du tableau ne sont pas corrigés de l'héritage.....	38
Tableau 3. Calcul de l'héritage dans les concentrations en ^{10}Be des échantillons issus des morphologies gravitaires.	42

Table des annexes

- ANNEXE 1** – Agrandissement de la carte des datations obtenues dans la haute vallée de l'Arve
- ANNEXE 2a** – Ouvertures de la crevasse NE. Partie sud (ii de la figure 17).
- ANNEXE 2b** – Ouverture de la crevasse NE. Partie nord (iii de la figure 17).
- ANNEXE 3** – Bloc éboulé en-dessous de la crevasse NE.

ANNEXE 1 – Agrandissement de la carte des datations obtenues dans la haute vallée de l'Arve



ANNEXE 2a – Ouvertures de la crevasse NE. Partie sud (ii de la figure 17).



ANNEXE 2b – Ouverture de la crevasse NE. Partie nord (iii de la figure 17).



ANNEXE 3 – Bloc éboulé en-dessous de la crevasse NE.

